



***Metal Earth* à Chibougamau**

Géochimie, géométrie et mode de mise en place du Complexe d'Eau Jaune

par Marie Kieffer

Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi comme exigence partielle de la
Maîtrise en Sciences de la Terre

Québec, Canada

© Marie Kieffer, 2019

RÉSUMÉ

Le Complexe d'Eau Jaune (CEJ) est l'une des intrusions polyphasées les plus volumineuses du transect *Metal Earth* dans la région de Chibougamau. Il est situé à environ 12 km au sud de la municipalité de Chapais, à l'extrémité est du Massif de Lapparent. L'est du CEJ est en contact avec les basaltes de la Formation d'Obatogamau. Il est également en contact avec les roches les plus anciennes de la région de Chibougamau-Chapais : les formations des Vents (au sud ; $2798,7 \pm 0,7$ Ma) et de Chrissie (au nord ; $2791,4 \pm 3,7 / -2,8$ Ma). L'intrusion est l'hôte de l'un des deux seuls indices de molybdène de la région de Chibougamau (indice Moly-Desgagné). Ce projet de recherche vise à replacer le CEJ dans la stratigraphie locale et à proposer un modèle de mise en place pour l'intrusion, ce qui est essentiel pour l'interprétation du transect *Metal Earth* à Chibougamau. Le projet répond ainsi à trois objectifs, qui sont : 1) caractériser la chimie des différentes phases du CEJ ; 2) établir les relations entre le CEJ et ses encaissants volcaniques (formations des Vents et de Chrissie particulièrement) ; et 3) évaluer la nature du lien entre le CEJ et l'indice de molybdène.

Les outils utilisés pour répondre à ces objectifs sont la cartographie régionale, la cartographie de détail des décapages de l'indice Moly-Desgagné, des analyses lithogéochimiques de type roche totale (30 échantillons), des observations pétrographiques (46 lames minces) ainsi que des analyses *in situ* des amphiboles, des feldspaths, des chlorites et des tourmalines à la microsonde électronique.

Le CEJ est formé de six phases intrusives dont les caractéristiques lithogéochimiques correspondraient à la suite des TTD (tonalite-trondhémite-diorite) archéennes. Elles se mettent en place dans un intervalle de temps restreint (~ 1 à 3 Ma) et sont regroupées en trois ensembles selon leur répartition géographique. Du plus précoce au plus récent, ces ensembles sont : 1) la phase CEJ1, située à l'est et constituée majoritairement de diorite à quartz et de quelques granodiorites ($2718,6 \pm 5,4$ Ma) ; 2) la phase CEJ2, principalement située à l'ouest et constituée de deux phases tonalitiques ($2724,9 \pm 1,0$ Ma) ; et 3) la phase CEJ3, située au cœur de la phase CEJ2, et formée d'une bordure de trondhémite ($2726,0 \pm 1,2$ Ma) et d'un cœur de diorite. Les travaux suggèrent que les phases dioritiques seraient issues d'un magma dont la source serait une roche mantellique métagénisée par un magma possiblement de type TTG (tonalite-trondhémite-granodiorite). Le magma à l'origine des tonalites, des trondhémites et des granodiorites serait issu de la fusion partielle d'une source mafique (amphibolite à grenat). La différenciation des tonalites produirait les trondhémites, puis les granodiorites. Les phases du CEJ commencent à cristalliser dans les conditions P-T du faciès des amphibolites, mais leur mise en place finale s'effectuerait plutôt entre 8,3 et 4,3 km de profondeur.

Les phases du CEJ contiennent des enclaves de roches mafiques appartenant principalement à la Formation d'Obatogamau, mais certaines proviennent probablement des formations de Chrissie et des Vents. Le CEJ est dans l'ensemble peu déformé. La majorité de la déformation observée est ductile et se produit durant la mise en place des phases, pendant la période synvolcanique. Cette déformation est marquée par : 1) des foliations N-S localisées aux contacts entre les phases et les enclaves, liées à l'épisode de déformation D_{1-CEJ} ; et 2) des foliations E-O qui oblitèrent la foliation N-S, ainsi qu'un couloir de déformation ductile orienté NO-SE qui recoupe la partie est du CEJ, liés à la déformation D_{2-CEJ} . Un épisode de déformation tardif, ductile-cassant, affecte par la suite le CEJ, et particulièrement le couloir de déformation NO-SE. Cet épisode serait à associer à l'événement D2 régional (compression N-S ayant affecté la région de Chibougamau).

L'ensemble des observations et des résultats de cette étude permet de proposer un modèle de mise en place pour le CEJ, qui peut être résumé par les éléments suivants : 1) les magmas remontent le long de structures qui seraient orientées NO-SE et NE-SO ; 2) ils se mettent en place le long de discontinuités lithologiques entre et dans les formations des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau, durant les épisodes de déformation D_{1-CEJ} et D_{2-CEJ} ; 3) l'inflation des intrusions produit des laccolithes, qui basculent les formations volcaniques anciennes sur leurs bordures ; 4) un épisode de déformation post-magmatique ductile-fragile (probablement la phase D2 régionale) affecte le couloir de déformation orienté NO-SE et s'accompagne d'une circulation de fluides hydrothermaux dans des conditions thermiques du faciès des schistes verts. Ces fluides induisent une intense chloritisation des roches, accompagnée d'une carbonatation, d'une séricitisation (+ pyrite) ainsi que de la formation de veines de quartz orientées NO-SE ; 5) une déformation induit ensuite la formation de fractures orientées NE-SO à E-O, qui recoupent le couloir et les veines de quartz orientées NO-SE ; des fluides en équilibre thermique avec les conditions des schistes verts empruntent ces fractures et permettent la formation de veines de quartz, quartz-tourmaline et tourmaline, ainsi que la cristallisation du molybdène, sous forme de molybdénite, remobilisé dans et à proximité des veines de quartz. Le molybdène serait apporté par des fluides métamorphiques lessivant des roches intrusives intermédiaires à felsiques. Dans l'extension SE du corridor de déformation, des minéralisations à Cu-Au de type orogénique sont encaissées dans le même type de structures dans la Formation d'Obatogamau (gîte Monster Lake).

Mots-clef : Complexe d'Eau-Jaune ; Formation de Chrissie ; Formation des Vents ; fluides métamorphiques ; laccolithe ; molybdène ; métamorphisme ; TTD.

REMERCIEMENTS

J'aimerais remercier en premier lieu mes co-directeurs, Lucie Mathieu et Damien Gaboury, sans qui ce projet n'aurait pu aboutir. Lucie, merci de m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce sujet dans le cadre du projet *Metal Earth* à Chibougamau, pour ton encadrement et tes enseignements. Damien, merci pour ton support et tes conseils, ainsi que pour ton intérêt pour le projet.

Je remercie les membres du module des Sciences de la Terre à l'UQAC, et en particulier Réal Daigneault et Paul Bédard, pour avoir donné de leur temps lors des campagnes de terrain et pour avoir contribué significativement aux réflexions. Merci également à Bruno Lafrance (Université Laurentienne) d'avoir pu apporter son expertise lors de journées de terrain à l'été 2019.

Un grand merci à Patrick Houle pour avoir partagé son savoir et ses innombrables connaissances sur la région de Chibougamau, ainsi que pour son enthousiasme pour le projet. Je remercie également Larry Desgagné, prospecteur indépendant, qui a permis l'accès aux décapages de l'indice Moly-Desgagné et qui a apporté une aide logistique indispensable lors de l'échantillonnage.

Un merci très spécial aux autres membres de l'équipe *Metal Earth* à Chibougamau pour leur soutien sans faille, que cela soit sur le terrain ou tout au long de l'année. L'équipe a contribué significativement à la réalisation de ce projet, de par leur enthousiasme, leur bonne humeur (ou non), voire leur mauvaise foi, même pendant les pires journées. Je garde un très bon souvenir de ces deux étés de terrain avec vous ! Merci à Laura-Pier Perron Desmeules, Mike Bellemare, Antoine Brochu et Maryse Desrochers pour leur aide précieuse, mais surtout pour leur patience à toute épreuve, que cela soit durant les traverses ou lors des longues journées de cartographie (et de nettoyage) sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné. Merci également à Marcel Brandy Belalahy, Nesrine Mokchah, Yohannes Yacouba Degnan et Mathieu Robin pour leur assistance lors des traverses épiques. Merci particulièrement à Pierre Bedeaux, chef d'équipe et chargé de projet *Metal Earth*, pour son encadrement, les nombreuses discussions enrichissantes et son soutien dans ce projet. Merci également d'avoir su motiver les troupes lors des campagnes de terrain !

Enfin, j'adresse mes remerciements sincères à mes parents et à ma famille, pour leur soutien et leurs encouragements tout au long de cette maîtrise. Je pense également à Julien, pour sa patience et pour avoir su me supporter (plus ou moins bien) au quotidien. Et aux Perrosiens et à Marion qui, malgré la distance, m'ont apporté un soutien précieux.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX	xvii
LISTE DES ÉQUATIONS.....	xix
LISTE DES ANNEXES	xx
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xxi

CHAPITRE 1

PROBLÉMATIQUE ET CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE.....	23
1.1 INTRODUCTION	23
1.2 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE.....	23
1.2.1 Classification des magmas des ceintures de roches vertes et minéralisations	24
1.2.1.1 Classification des magmas.....	24
1.2.1.2 Magmas et minéralisations.....	25
1.2.2 Caractéristiques des magmas archéens.....	26
1.2.2.1 Les TTG.....	26
1.2.2.2 Les sanukitoïdes.....	28
1.2.2.3 Les granites d'anatexie (à biotite ou à deux micas)	29
1.2.3 Les intrusions associées aux minéralisations en molybdène	29
1.2.3.1 Période post-archéenne	29
1.2.3.2 Période archéenne	31
1.2.4 Les constats	31
1.3 PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE	32
1.3.1 Géologie régionale	32
1.3.2 Le Complexe d'Eau Jaune et son indice de molybdène	34
1.4 OBJECTIFS	36
1.5 MÉTHODOLOGIE	37
1.5.1 Travaux de terrain	37
1.5.1.1 Complexe d'Eau Jaune	38
1.5.1.2 Indice Moly-Desgagné.....	39
1.5.2 Travaux de laboratoire	39
1.5.2.1 Etudes pétrographiques en lames minces	39
1.5.2.2 Cathodoluminescence	40
1.5.2.3 Analyses lithogéochimiques	40
1.5.2.4 Analyses à la microsonde.....	42

1.5.3	Application de la méthodologie à l'objectif 1 : documentation des phases magmatiques spatialement associées aux indices de Mo	43
1.5.4	Application de la méthodologie à l'objectif 2 : définition des relations géométriques entre le CEJ et son encaissant	44
1.6	STRUCTURE DU MÉMOIRE	46
	FIGURES DU CHAPITRE 1	47

CHAPITRE 2

CARACTÉRISATION DES PHASES DU COMPLEXE D'EAU JAUNE

2.1	INTRODUCTION	61
2.1.1	Études macroscopiques et microscopiques	61
2.1.2	Méthodologie pour la détermination des plagioclases	62
2.2	RELATIONS DE RECOUPEMENT ENTRE LES PHASES	62
2.3	PHASES INTRUSIVES DU CEJ	63
2.3.1	Diorites	64
2.3.1.1	Diorite 1	64
2.3.1.2	Diorite 2	65
2.3.2	Tonalites	66
2.3.2.1	Tonalite 1	66
2.3.2.2	Tonalite 2	67
2.3.3	Phase centrale	69
2.3.3.1	Phase centrale 1 (bordure)	69
2.3.3.2	Phase centrale 2 (cœur)	70
2.4	ENCLAVES DE ROCHES MAFIQUES	71
2.5	DYKES	73
2.5.1	Dykes de pegmatites	73
2.5.2	Dykes « bréchiques »	73
2.5.3	Aplite	74
2.5.4	Dykes felsiques tardifs	74
2.6	PLUTONS DE L'EST DU MASSIF DE LAPPARENT	75
2.6.1	Pluton d'Anville	76
2.6.2	Pluton de Rachel	76
2.7	CLASSIFICATION SELON LE DIAGRAMME DE STRECKEISEN	77
2.8	SYNTHÈSE PRÉLIMINAIRE	77
	FIGURES DU CHAPITRE 2	80

CHAPITRE 3

MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

3.1	INTRODUCTION	99
3.2	DÉMARCHE ET DONNÉES UTILISÉES	99
3.2.1	Critères pétrographiques et chimiques	100
3.2.2	Composition des feldspaths, des amphiboles et des chlorites	101
3.2.2.1	Chimie des feldspaths	101

3.2.2.2	Chimie des amphiboles	102
3.2.2.3	Chimie des chlorites	104
3.3	MÉTAMORPHISME	104
3.3.1	Métamorphisme des phases intrusives	104
3.3.1.1	Diorite 2	105
3.3.1.2	Tonalite 1	105
3.3.1.3	Tonalite 2	106
3.3.1.4	Phase centrale 1	106
3.3.1.5	Phase centrale 2	107
3.3.2	Le métamorphisme des enclaves de roches mafiques	107
3.3.3	Le cas de l'indice Moly-Desgagné	108
3.3.3.1	Décapage 2	108
3.3.3.2	Décapage 3	110
3.3.3.3	Décapage 4	110
3.3.3.4	Décapage 5	110
3.3.3.5	Synthèse pour les décapages de l'indice Moly-Desgagné	111
3.3.4	Conditions de cristallisation des amphiboles et des chlorites	111
3.3.4.1	Géothermobarométrie des amphiboles	112
3.3.4.1.1	Amphiboles magmatiques	112
3.3.4.1.2	Amphiboles métamorphiques	116
3.3.4.2	Géothermométrie des chlorites	118
3.4	DÉFORMATION	119
3.4.1	Etat des connaissances	119
3.4.2	Indice de déformation	120
3.4.3	Déformation à l'échelle du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent	120
3.4.3.1	Phases intrusives	121
3.4.3.2	Enclaves de roches mafiques	122
3.4.3.2.1	Indices de déformation des enclaves anté-incorporation	122
3.4.3.2.2	Indices de déformation des enclaves post-incorporation	123
3.4.3.3	Dykes de pegmatites	123
3.4.4	Cas de l'indice Moly-Desgagné	124
3.5	SYNTHÈSE PRÉLIMINAIRE	126
	FIGURES DU CHAPITRE 3	131

CHAPITRE 4

CARACTÉRISATION LITHOGÉOCHIMIQUE DES UNITÉS DU COMPLEXE D'EAU

JAUNE

4.1 INTRODUCTION

4.2 ALTÉRATION

4.2.1 Carbonatation

4.2.2 Chloritisation

4.2.3 Séricitisation

4.2.4 Synthèse

4.3 MINÉRAUX NORMATIFS

4.4 LITHOGÉOCHIMIE : ÉLÉMENTS MAJEURS.....	161
4.4.1 Discrimination des séries magmatiques.....	162
4.4.2 Caractéristiques des phases.....	163
4.5 LITHOGÉOCHIMIE : ÉLÉMENTS TRACES ET ÉLÉMENTS DE TERRES RARES.....	166
4.5.1 Enclaves de roches mafiques	166
4.5.1.1 Enclaves de roches mafiques.....	166
4.5.1.2 Synthèse pour les enclaves de roches mafiques	167
4.5.2 Diorites	168
4.5.2.1 Diorite 1	168
4.5.2.2 Diorite 2	169
4.5.2.3 Synthèse pour le groupe des diorites	169
4.5.3 Tonalites.....	171
4.5.3.1 Tonalite 1	171
4.5.3.2 Tonalite 2	171
4.5.3.3 Synthèse pour le groupe des tonalites	172
4.5.4 « Phase centrale »	173
4.5.4.1 Phase centrale 1 (bordure).....	173
4.5.4.2 Phase centrale 2 (cœur).....	173
4.5.4.3 Synthèse pour la phase centrale	173
4.5.5 Dykes felsiques tardifs, Pluton d'Anville et aplite	175
4.6 COMPARAISON AVEC LA SUITE DES TTG	175
4.6.1 Suite des TTG	175
4.6.2 Suite des TTD	177
4.6.3 Synthèse	178
4.7 DONNÉES DE LITHOGÉOCHIMIE DU SIGEOM.....	178
4.8 SYNTHÈSE	180
FIGURES DU CHAPITRE 4.....	182

CHAPITRE 5

HYDROTHERMALISME ET MINÉRALISATION 209

5.1 INTRODUCTION 209

5.2 VEINES..... 209

5.2.1 Veines #1	209
5.2.2 Veines #2	210
5.2.3 Veines #3	210
5.2.4 Veines #4	211
5.2.5 Veines #5	211

5.3 ALTÉRATION HYDROTHERMALE 212

5.3.1 Altération associée aux zones de cisaillement	212
5.3.2 Altération associée aux veines de tourmaline	213

5.4 CHIMIE DES TOURMALINES 214

5.4.1 Introduction.....	214
5.4.2 Classification des tourmalines.....	214
5.4.3 Nature des tourmalines de l'indice Moly-Desgagné.....	215

5.4.3.1	Eléments majeurs	215
5.4.3.2	Comparaisons	217
5.5	SYNTHÈSE PRÉLIMINAIRE	218
FIGURES DU CHAPITRE 5.....		221
 CHAPITRE 6		
DISCUSSION.....		233
6.1 INTRODUCTION		233
6.2 PHASES INTRUSIVES ET MISE EN PLACE DU CEJ		233
6.2.1	Réinterprétation des limites et de la géométrie du CEJ	233
6.2.2	Profondeur de mise en place	235
6.2.3	Déformation	238
6.2.4	Les phases intrusives du CEJ et les principaux types de roches archéennes	241
6.2.4.1	Hétérogénéité chimique des phases du CEJ	241
6.2.4.2	Source des magmas et différenciation	242
6.2.4.3	Profondeur de fusion partielle des tonalites et des trondhjémites.....	244
6.2.4.4	Synthèse	247
6.2.5	Mise en place du CEJ	248
6.2.5.1	Hypothèse du diapirisme	248
6.2.5.2	Hypothèse de l'ascension le long de failles et de fractures	249
6.2.5.3	Conduits d'alimentation potentiels	251
6.2.5.3.1	Structures E-O	252
6.2.5.3.2	Structures NO-SE	252
6.2.5.3.3	Structures NE-SO	253
6.2.5.3.4	Structures conjuguées NO-SE et NE-SO	254
6.2.5.4	Relation avec les roches volcaniques anciennes	254
6.2.5.5	Mise en place du CEJ : synthèse	256
6.3 HYDROTHERMALISME ET MINÉRALISATION		259
6.3.1	Mise en contexte	259
6.3.2	Modèle métallogénique	260
6.3.2.1	Minéralisation en Mo associée à un système magmatique.....	260
6.3.2.2	Minéralisation en Mo associée à des fluides métamorphiques	262
6.3.2.3	Extension latérale de la minéralisation	264
6.4 MODÈLE DE MISE EN PLACE		265
FIGURES DU CHAPITRE 6.....		268
 CONCLUSION		
		276
 LISTE DES RÉFÉRENCES		
		280
 ANNEXES.....		
		291

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1.1 – Haut : carte de la distribution de la croûte archéenne (en gris) et des cratons où l'évolution des granitoïdes tardi-archéens est bien documentée (en rouge) ; bas : dans les cratons d'intérêt, distribution simplifiée des âges des intrusions pour les quatre groupes de granitoïdes tardi-archéens. La même séquence est répétée dans chaque terrain étudié : (1) longue période de mise en place des TTG ; suivie (2) d'une courte période de mise en place des autres types de granitoïdes (tiré de Laurent et al. 2014)	48
Figure 1.2 – Triangle K-Na-Ca représentant : a) les TTG ; et b) les sanukitoïdes (d'après Martin et al. 2005). Les courbes CE et Td correspondent respectivement aux séries calco-alcaline et trondhjémitique.....	49
Figure 1.3 – Patron des ETR normalisé à la chondrite pour la moyenne des TTG archéennes moyennes et les sanukitoïdes. Les valeurs de normalisation sont de Masuda et al. (1973) et ont été divisées par 1·2 (d'après Martin et al. 2010)	49
Figure 1.4 – Diagramme multiéléments de la composition moyenne de chaque groupe de granitoïdes, normalisée au manteau primitif (« Pyrolite Silicate Earth » de Mc Donough et Sun, 1995). Exemples du bloc de Pietersburg et de la « Limpopo belt » ainsi que d'autres données de la littérature (compilations de Martin et al. 2009 ; Moyen 2011 ; Moyen et Martin 2012), d'après Laurent et al. (2014).....	50
Figure 1.5 – Répartition de l'altération dans un système porphyrique cuprifère (Sillitoe 2010).....	51
Figure 1.6 – Diagramme montrant les types de substances associées aux porphyres, selon l'état d'oxydation et le taux de différenciation du magma (d'après Hart 2007)	51
Figure 1.7 – Carte géologique simplifiée de la Sous-province de l'Abitibi montrant la répartition inégale de l'échantillonnage et les substances principales associées aux mines et aux projets. D'après SIGEOM (2016, 2018)	52
Figure 1.8 – Carte de localisation du secteur de Chibougamau dans la Sous-province de l'Abitibi (encart) et localisation du Complexe d'Eau Jaune par rapport au transect <i>Metal Earth</i> (modifié d'après Leclerc F. et Gibson H. à partir des données du SIGEOM (2016), présentation <i>Metal Earth</i> 2017).....	52
Figure 1.9 – Carte géologique simplifiée de la région du Complexe d'Eau Jaune	53
Figure 1.10 – Carte géologique simplifiée de la région du Complexe d'Eau Jaune et localisation des affleurements de géofiches du MERN dans le CEJ et l'est du Massif de Lapparent, réalisée à partir des données du SIGEOM (2018). Âges selon David et al. (2011) et Davis et al. (2014)	54
Figure 1.11 – Carte géologique simplifiée de la région du Complexe d'Eau Jaune et localisations des stations décrites, réalisée à partir des données du SIGEOM (2018). Âges selon David et al. (2011) et Davis et al. (2014).....	55
Figure 1.12 – Localisation des 5 décapages de l'indice Moly-Desgagné	56
Figure 1.13 – Diagramme multiéléments (gauche) et patrons d'ETR (droite) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) pour les 3 échantillons et leur duplicata. Noter la variation de l'euprium (Eu).....	56

Figure 1.14 – Comparaison entre les valeurs certifiées des matériaux de référence et les analyses périodiques de ces matériaux de référence. a) ORCA-1 (6 analyses), utilisé pour les roches felsiques; b) LK-NIP-1 (5 analyses), utilisé pour les roches mafiques	57
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------

CHAPITRE 2

Figure 2.1 – Carte du décapage 3a de l'indice Moly-Desgagné	81
Figure 2.2 – Carte du décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné (décapage principal)	82
Figure 2.3 – Carte du décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné	83
Figure 2.4 – Carte montrant la répartition des lithologies dans le CEJ	84
Figure 2.5 – Photographies et microphotographies au microscope optique : a) Injection de tonalite 1 dans la diorite 1 (station 120) ; b) enclave de tonalite 1 dans la phase centrale 2 (station 42) ; c) enclave de tonalite 2 dans la phase centrale 1 station 53) ; d) texture de la diorite 1 (station 137) ; e) feldspaths séricitisés avec sous-grains de quartz et carbonates interstitiels (LPA, x5 ; lame D054A1, diorite 1) ; f) texture de la diorite 2 à grains fins (station 137) ; g) texture de la diorite 2 du CEJ (station 69) ; h) feldspaths porphyriques séricitisés entourés de quartz recristallisé (LPA, x2,5 ; lame D069B2, diorite 2)	85
Figure 2.6 – Synthèse de la chronologie de mise en place des phases du CEJ, établie à partir des relations de recoupement	86
Figure 2.7 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les diorites 1 et 2	87
Figure 2.8 – Estimation de la nature des plagioclases par la méthode des angles d'extinction de la macle des plagioclases de Michel-Lévy (Kerr 1977 ; Nesse 2000)	87
Figure 2.9 – Photographies et microphotographies : a) texture de la tonalite 1a, fraîche (station 249) ; b) texture de la tonalite 1b, altérée (chlorite et hématisation ; station 160) ; c) poches de pegmatites à quartz et feldspaths dans la tonalite 1 (station 249) ; d) myrmékites à l'interface entre les grains de quartz et de microcline (LPA, x10 ; lame D111A1, tonalite 1) ; e) zonation oscillatoire d'un feldspath alcalin soulignée par de la séricite (LPA, x5 ; lame D111A1, tonalite 1) ; f) texture de la tonalite 2 (station 117) ; g) inclusion d'épidote à cœur d'allanite dans un feldspath séricitisé (LPA, x10 ; lame D137J10, tonalite 2) ; h) zircon avec halo pléochroïque indiquant les biotites chloritisées (LPA, x20 ; lame D137J10, tonalite 2).	88
Figure 2.10 – Estimation visuelle des pourcentages des minéraux dans les lames minces pour les tonalites 1 et 2	89
Figure 2.11 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les phases centrales 1 et 2	89
Figure 2.12 – Photographies et microphotographies : a) texture de la phase centrale 1 (station 304) ; b) zonation oscillatoire d'un plagioclase marquée par de la séricite, et inclusion d'épidote dans la biotite (LPA, x5 ; lame D044A1, phase centrale 1) ; c) texture de la phase centrale 2 (station 292) ; d) amphiboles magmatiques en intercroissance avec des plagioclases (LPA ; lame D041A2, phase centrale 2) ; e) amphiboles magmatiques en intercroissance avec la microcline, et avec inclusions de quartz, feldspaths et biotite (LPA, x2,5 ; lame D058B2, phase centrale 2) ; f) enclave de basalte avec macrocristal de feldspath dans la phase centrale 2 (station 62) ; g) enclave de roche mafique avec amphiboles métamorphiques entourées de feldspaths (station 69) ; h) enclave de roche métavolcanique plissée ; présence de grenats dans les zones rosées (station 102).	90
Figure 2.13 – Microphotographie en cathodoluminescence : grains d'apatite (vert) dans un cristal d'amphibole (noir) et à la jonction entre des grains de plagioclases (lame D058B2)	91

Figure 2.14 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les enclaves de roches mafiques	91
Figure 2.15 – Photographies et microphotographies : a) feldspaths séricitisés et amas d'actinote et de trémolite en remplacement des pyroxènes (LPA, x5 ; lame D027B1) ; b) macrocristal de feldspath épidotisé et séricitisé dans une matrice d'actinote-trémolite (LPNA, x2,5 ; lame D063A1) ; c) amphibole métamorphique à texture poeciloblastique (LPA, x5 ; lame D055A1, enclave de roche mafique) ; d) dyke de pegmatite à quartz, feldspaths et biotite recoupant la tonalite 1 (station 116) ; e) dyke de pegmatite bréchifiée (station 102) ; f) pegmatite mylonitisée avec yeux de quartz (station 137) ; g) yeux de feldspaths séricitisés entourés par un ruban de quartz et de chlorites ; présence de carbonates et de chlorites dans les ombres de pression (LPNA, x2,5 ; lame D137I9) ; h) épidote à cœur d'allanite en inclusion à la bordure d'un feldspath séricitisé, et sous-grains de quartz (LPA, x2,5 ; lame D137I9).....	92
Figure 2.16 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les dykes felsiques, l'aplite et le Pluton d'Anville	93
Figure 2.17 – Photographies et microphotographies : a) dyke felsique tardif 1 (station 55) ; b) texture du dyke felsique tardif 1 (station 55) ; c) texture du dyke felsique tardif 2 (station 121) ; d) épidote à cœur d'allanite en inclusion dans des feldspaths séricitisés (LPA, x10 ; lame D055B2, dyke felsique tardif 1) ; e) yeux de feldspaths séricitisés entourés par des rubans de quartz et de chlorite (LPNA, x2,5 ; lame D121A1, dyke felsique tardif 1) ; f) texture du Pluton d'Anville (station 276) ; g) plagioclase déformé (station 19, Pluton d'Anville) ; h) texture du Pluton de Rachel (station 158).....	94
Figure 2.18 – Diagramme de Streckeisen (1976) réalisé à partir des estimations visuelles de proportions de minéraux en lames minces	95

CHAPITRE 3

Figure 3.1 – Composition des plagioclases de trois lames polies (cœurs et bordures), déterminées à partir des analyses à la microsonde	132
Figure 3.2 – Microphotographies en LPNA de plagioclases montrant une zonation oscillatoire et une variation compositionnelle peu significative : a) lame D041A2 ; b) lame D058B2.....	132
Figure 3.3 – Résultats des 71 analyses à la microsonde réalisées sur 6 lames minces polies représentés dans les limites compositionnelles des amphiboles calciques (Hawthorne et al. 2012)	132
Figure 3.4 – Diagramme ternaire compositionnel pour les chlorites (d'après Zane et Weiss 1998 ; Yavuz et al. 2015).....	133
Figure 3.5 – Diagramme binaire R2+ en fonction de Si (apfu) de classification des chlorites (d'après Wiewióra et Weiss 1990 ; Yavuz et al. 2015)	133
Figure 3.6 – Microphotographies en LPA : a) contacts francs entre la hornblende verte magmatique, les feldspaths et la biotite (diorite 2 ; lame D072A1) ; b) bordure des feldspaths ondulées, sous-grains de quartz et chlorite interstitielle (diorite 2 ; lame D003A1) ; c) hornblende verte à l'équilibre avec épidote et biotite (tonalite 2 ; lame D053B2) ; d) épidote en inclusion dans de la biotite (phase centrale 1 ; lame D043A2) ; e) inclusion d'épidote dans un cristal de hornblende verte (phase centrale 2 ; lame D042A2) ; f) inclusions de quartz globuleuses dans une hornblende verte (enclave de roche mafique ; lame D055A1) ; g) remplacement de la hornblende verte par de la pennine (enclave de roche mafique ; lame D055A1) ; h) amas de chlorite et de carbonates (lame D137F6).	134

Figure 3.7 – Carte de localisation des 6 lames minces polies dont les amphiboles ont été analysées pour appliquer les géothermobaromètres.....	135
Figure 3.8 – Température calculée à l'aide de l'équation de Putirka (2016) pour les amphiboles magmatiques. La localisation des lames est présentée à la <i>Figure 3.7</i>	135
Figure 3.9 – Diagramme en boîtes à moustaches montrant les valeurs de pression (kbar) enregistrées par les amphiboles magmatiques (calculs d'après Anderson et Smith 1991)	136
Figure 3.10 – Diagramme de la pression (kbar) en fonction de la température (°C) pour les analyses d'amphiboles magmatiques et métamorphiques. Calculs d'après les équations d'Anderson et Smith (1991) et de Putirka (2016) pour les amphiboles magmatiques (lames D069C2, D041A2 et D058B2) ; calculs d'après Zenk et Schulz (2004) pour les amphiboles métamorphiques (lames D027B1, D055A1 et D063A1). La localisation des lames est présentée à la <i>Figure 3.7</i>	136
Figure 3.11 – Diagramme montrant les résultats des calculs de température pour les chlorites de 4 lames minces (méthode de Kranidiotis et MacLean 1987).....	137
Figure 3.12 – Carte des foliations mesurées dans le CEJ et l'est du Massif de Lapparent, d'après les travaux de Tait (1992), Midra et al. (1992) et Leclerc et al. (2015)	138
Figure 3.13 – Carte des indices de déformation estimés pour chaque affleurement visité dans le CEJ.....	139
Figure 3.14 – Carte des foliations mesurées dans le CEJ et l'est du Massif de Lapparent durant les campagnes de terrain des étés 2018 et 2019.....	140
Figure 3.15 – Rosettes directionnelles représentant : a) la direction de la foliation dans les phases du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent ; b) la direction de la foliation dans les enclaves de roches mafiques ; c) la direction de dykes de pegmatites recoupant le CEJ	141
Figure 3.16 – Photographies : a) foliation des lambeaux de roches mafiques parallèle à celle de l'encaissant (station 43); b) déformation au contact entre la phase centrale 1 et CEJ2 (station 46); c) rubanement de la diorite 2 et des enclaves de roches mafiques (station 97); d), e), f) et h) fragments d'enclaves de basalte brisés, avec des foliations variables (stations 254, 254, 260 et 27)	142
Figure 3.17 – Photographies: a) enclave et diorite 2 plissées à plat (station 67) ; b) mouvement senestre tardif enregistré par les dykes de tonalite (station 97) ; c) basaltes et andésites métamorphisés et plissés, dykes de diorite et injections de pegmatite bréchifiée (station 102) ; d) mouvement senestre suggéré par des asymétries en delta de feldspaths (rotation ; station 102) ; e) roches métasédimentaires fortement plissées (station 102) ; f) boudinage dans les roches métasédimentaires (station 102) ; g) indicateur de mouvement apparent senestre (station 102) ; h) boule d'épidote avec une asymétrie en delta dans un basalte métamorphisé, suggérant un mouvement senestre (station 120)	143
Figure 3.18 – Photographies : a) indicateur de mouvement apparent senestre (delta de feldspath ; station 257) ; b) rubanement compositionnel et foliation développée pendant la recrystallisation métamorphique au faciès des amphibolites (station 259) ; c) et d) plissement chaotique des métavolcanites, à proximité d'injections tonalitiques (station 259) ; e) plissement chaotique des métavolcanites (station 260) ; f) indicateur de mouvement apparent senestre (sigma de feldspath ; station 260) ; g) enclave de basalte avec et sans macrocristaux de feldspath et métavolcanites métamorphisés au faciès des amphibolites (station 262) ; h) domino de feldspath suggérant un jeu dextre (station 262)	144
Figure 3.19 – Carte des structures mesurées sur le décapage 3a de l'indice Moly-Desgagné.....	145
Figure 3.20 – Carte des structures mesurées sur le décapage 3b de l'indice Moly-Desgagné.....	146

Figure 3.21 – Carte des structures mesurées sur le décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné (décapage principal).....	147
Figure 3.22 – Carte des structures mesurées sur le décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné.....	148
Figure 3.23 – Stéréonet (canevas de Wulff en hémisphère inférieur) des mesures de linéations d'étirement provenant des décapages de l'indice Moly-Desgagné (n = 7)	149
Figure 3.24 – Photographies : a) pli affectant la S1 (décapage 5); b) linéation d'étirement contenue dans la S1 (décapage 5); pli affectant la S1 (décapage 4); d) S2 marquée par l'alignement des feldspaths dans la diorite 1 (décapage 4) ; e) S2 marquée par l'alignement des feldspaths et des amphiboles dans une enclave mafique (décapage 2) ; f) rubanement (décapage 2) ; g) exemple de mylonite anastomosée (décapage 4) ; h) pegmatites bréchifiées à rubans de quartz typiques de mylonites (décapage 4)	150
Figure 3.25 – Rosaces des directions des foliations, lorsque le pendage n'a pas pu être mesuré (a, c, e et g), pour les décapages 2, 3, 4 et 5 de l'indice Moly-Desgagné respectivement; stéréonets représentant les pôles des plans de foliations et le plan de foliation moyen (b, d, f et h) pour les décapages 2, 3, 4 et 5 de l'indice Moly-Desgagné respectivement	151
 CHAPITRE 4	
Figure 4.1 – Carte de localisation des stations échantillonnées. Seuls les résultats des analyses de 2018 sont présentés dans ce mémoire, les résultats des analyses de 2019 n'ayant pas été reçues au moment de la rédaction.	183
Figure 4.2 – Carte de localisation des échantillons de lithogéochimie prélevés sur le décapage 2 de l'indice Moly-Desgagné	184
Figure 4.3 – Carte de localisation des échantillons de lithogéochimie prélevés sur le décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné	185
Figure 4.4 – Carte de localisation des échantillons de lithogéochimie prélevés sur le décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné	186
Figure 4.5 – Indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987) en fonction de l'indice chlorite (Saeki et Date 1980) pour les 30 échantillons du CEJ.....	187
Figure 4.6 – Représentation de l'indice chlorite (Saeki et Date 1980) pour les 30 échantillons du CEJ.....	187
Figure 4.7 – Indice Séricite calculé pour les 30 échantillons de l'étude (Trépanier 2011, modifié de Saeki et Date 1980)	188
Figure 4.8 – Carte de l'altération en carbonates, d'après les valeurs de l'indice de carbonatation calculé selon Kishida et Kerrich (1987).....	188
Figure 4.9 – Diagrammes de Streckeisen (1976) réalisés avec les minéraux calculés par la norme CIPW pour les 30 échantillons du CEJ. a) L'albite est répartie entre les pôles A et P selon la méthode de Le Maitre (1976) ; b) l'albite entre uniquement dans les plagioclases (pôle P). Les séries de différenciation de Lameyre et Bowden (1982) sont représentées par des flèches grises : TH = suite tholéiitique ; A = suite alcaline ; la suite calco-alcaline est subdivisée en : a = pauvre en K ; b = intermédiaire ; c = riche en K.	189
Figure 4.10 – Diagramme de Streckeisen (1976) réalisé avec les proportions modales de minéraux estimées en lames minces, et avec les minéraux calculés par la norme CIPW pour les 16 échantillons du CEJ correspondant. L'albite entre uniquement dans les plagioclases ..	189
Figure 4.11 – Diagramme TAS (Middlemost 1985) pour les 30 échantillons du CEJ regroupés par ensemble lithologique	190

Figure 4.12 – Discrimination de l'affinité des 30 échantillons du CEJ : a) diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971) ; b) diagramme de Ross et Bédard (2009)	190
Figure 4.13 – a) Diagramme de Frost et al. (2001) pour estimer la saturation en aluminium ; b) Diagramme Na-Ca-K.....	191
Figure 4.14 – Diagrammes de Harker (éléments majeurs ou mineurs en fonction de SiO ₂) pour les 30 échantillons analysés	191
Figure 4.15 – Taux de fractionnement (La/Yb) _N en fonction du La _N pour les 30 échantillons du CEJ. Valeurs de normalisation de Hofmann (1988)	192
Figure 4.16 – Diagramme multiéléments (a) et patron d'ETR (b) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) pour les 5 échantillons d'enclaves de roches mafiques. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.....	192
Figure 4.17 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d'ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) pour les 2 échantillons de diorite 1 (a, b) et les 5 échantillons de diorite 2 (c, d), et pour les sept échantillons (e, f). Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.	193
Figure 4.18 – Patrons d'ETR normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les échantillons de diorite 1 et 2 (a) et de tonalite 1 et 2 (b). Les couleurs correspondent au contenu de SiO ₂ (wt%) des échantillons. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.....	194
Figure 4.19 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d'ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les 3 échantillons de tonalite 1 (a, b), les 5 échantillons de tonalite 2 (c, d) et pour les huit échantillons (e, f). Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.	195
Figure 4.20 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d'ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les 3 échantillons de la phase centrale 1 (a, b), les 3 échantillons de la phase centrale 2 (c, d) et pour les six échantillons (e, f). Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.....	196
Figure 4.21 – Patrons d'ETR normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les échantillons des phases centrales 1 et 2. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.	197
Figure 4.22 – Diagramme multiélément (a) et patron d'ETR (b) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les 2 échantillons de dykes tardifs, l'échantillon du Pluton d'Anville et l'échantillon d'aplite. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.	197
Figure 4.23 – Diagramme ternaire albite-anorthite-orthose normatifs (CIPW) pour les 18 échantillons du CEJ ayant un contenu en SiO ₂ > 64 wt% (Barker 1979).....	198
Figure 4.24 – a) Diagramme ternaire quartz-plagioclase-orthose normatifs montrant les divisions entre diorite, diorite à quartz et tonalite-trondhjémite (Shervais 2008) ; b) diagramme ternaire anorthite-orthose-albite normatifs montrant les divisions diorite-tonalite et trondhjémite (Barker 1979)	198
Figure 4.25 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d'ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour 5 échantillons correspondant à des enclaves de roches mafiques (a, b), 3 échantillons correspondant à la diorite 1 (c, d) et 11 échantillons correspondant à la diorite 2. Les échantillons sont extraits de la base de données du SIGEOM (2018) et les enveloppes correspondent aux ensembles définis pour chaque phase à partir des résultats lithogéochimiques de cette étude. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.....	199
Figure 4.26 – Diagrammes multiéléments (a, c) et patrons d'ETR (b, d,) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour 1 échantillons correspondant à la tonalite 1 (a, b) et 6	

échantillons correspondant à la tonalite 2 (c, d). Les échantillons sont extraits de la base de données du SIGEOM (2018) et les enveloppes correspondent aux ensembles définis pour chaque phase à partir des résultats lithogéochimiques de cette étude. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.	200
Figure 4.27 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d'ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour 3 échantillons correspondant à la phase centrale 1 (a, b), 1 échantillon correspondant à la phase centrale 2 (c, d) et 5 échantillons ne correspondant à aucune phase définie dans cette étude (e, f), comparés à l'enveloppe des enclaves mafiques. Les échantillons sont extraits de la base de données du SIGEOM (2018) et les enveloppes correspondent aux ensembles définis pour chaque phase à partir des résultats lithogéochimiques de cette étude. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.	201
Figure 4.28 – Carte géologique simplifiée de la région du CEJ illustrant la répartition des lithologies établies à l'aide des analyses lithogéochimiques de 35 échantillons extraits de la base de données du SIGEOM (2018).....	202
 CHAPITRE 5	
Figure 5.1 – Cartographie des veines sur le décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné et localisation des lames minces.....	222
Figure 5.2 – Cartographie des veines sur le décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné et localisation des lames minces.....	223
Figure 5.3 – Photographies et microphotographies : a) veine de quartz #1 recoupant la foliation et poche de molybdénite (station 136) ; b) veine de quartz #1 avec pyrite, molybdénite et carbonates (station 136) ; c) et d) veine de quartz #1 contenant des carbonates, de la pyrite et des filaments de molybdénite (lame D136D3), en LR et en LPNA ; e) pyrite et filaments de molybdénite dans la veine de quartz massive #1 (LR ; lame D137G7) ; f) pyrite avec auréole d'oxydes de fer dans une veine de quartz #2 (LR ; lame D135D3) ; g) veine de quartz-tourmaline #3 (station 137) ; h) veine de tourmaline #4 recoupant une veine de quartz #2 (station 137).	224
Figure 5.4 – Cartographie des veines sur le décapage 3a de l'indice Moly-Desgagné et localisation des lames minces.....	225
Figure 5.5 – Cartographie des veines sur le décapage 3b de l'indice Moly-Desgagné et localisation des lames minces.....	226
Figure 5.6 – Photographies et microphotographies : a) veine de tourmaline de chronologie 4 réempruntant une veine de quartz de chronologie 2 (station 136) ; b) veines de tourmaline de chronologie 4, associée à des carbonates et du quartz, dans la tonalite 2 (LPA ; lame D135A2) ; c) tourmalines zonées d'une veine de chronologie 4 (LPNA ; lame D135A2) ; d) veine de tourmaline à grains grossier recoupée par une veinule de tourmaline à grains fins (LPA ; lame D137G7) ; e) détail d'une tourmaline recoupée par une veinule de tourmalines plus petites (LPNA ; lame D137G7) ; f) tourmaline à l'interface entre des grains de quartz (lame D137G7) ; g) zone riche en chlorite avec grains de pyrite et de carbonates (station 137) ; h) halo d'altération dans la diorite 2 associé à la tourmaline (station 137).....	227
Figure 5.7 – Diagramme ternaire pour la détermination du groupe primaire de tourmaline, basé sur l'occupation dominante du site X (Henry et al. 2011)	228
Figure 5.8 – Diagramme de classification pour les tourmalines du groupe alcalin (Henry et al. 2011). Les analyses des cœurs et des bordures des tourmalines sont représentées	228

Figure 5.9 – Diagramme de classification pour les tourmalines du groupe alcalin (Henry et al. 2011). Les analyses des grandes tourmalines (G) sont distinguées de celles des petites tourmalines (P) qui recoupent les premières.	229
Figure 5.10 – Diagramme corrélant la composition des tourmalines avec le type de roche source, en utilisant le sous-système molaire Al-Fe-Mg. Cette représentation binaire utilise les données originales de Henry et Guidotti (1985) pour définir les limites de champs (Henry et Dutrow 2018).....	229
Figure 5.11 – Teneurs en éléments majeurs (Al, Na, Mg, Ca) et traces (Ti) des tourmalines analysées, en fonction de leur contenu en Fe_{total} (mol). Ces diagrammes montrent que les compositions des tourmalines des trois lames sont similaires	230
Figure 5.12 – Diagramme ternaire d'occupation dominante du site X (Henry et al. 2011). Les échantillons de cette étude sont comparés à ceux de Munger (2019) pour les tourmalines du gisement de Goldex, et à ceux de Daver (2017) pour les tourmalines des gisements de Beaufor, Lac Herbin, Lamaque et Goldex.....	231
Figure 5.13 – Diagramme binaire de classification des tourmalines du groupe alcalin (Henry et al. 2011). Les échantillons de cette étude sont comparés à ceux de Munger (2019) pour les tourmalines du gisement de Goldex, et à ceux de Daver (2017) pour les tourmalines des gisements de Beaufor, Lac Herbin, Lamaque et Goldex.	231
Figure 5.14 – Diagramme corrélant la composition des tourmalines avec le type de roche source, en utilisant le sous-système molaire Al-Fe-Mg. Cette représentation binaire utilise les données originales de Henry et Guidotti (1985) pour définir les limites de champs (Henry et Dutrow 2018). Les échantillons de cette étude sont comparés à ceux de Munger (2019) pour les tourmalines du gisement de Goldex, et à ceux de Daver (2017) pour les tourmalines des gisements de Beaufor, Lac Herbin, Lamaque et Goldex.	232

CHAPITRE 6

Figure 6.1 – Réinterprétation des limites et de la géométrie du CEJ, d'après les résultats de cette étude, de données de compilation et de données du SIGEOM (2018), et appuyé par les données de magnétisme (tilt angle magnétique). Les six phases intrusives majeures du CEJ sont regroupées en trois ensembles géologiques selon leur répartition : 1) CEJ1 : diorite 1 (granodiorite) et diorite 2 (diorite) ; 2) CEJ2 : tonalites 1 et 2 (tonalites) ; et 3) CEJ3 : phase centrale 1 (trondhémite) et phase centrale 2 (diorite). Les cercles blancs correspondent aux indices aurifères de Monster Lake qui sont utilisés dans la discussion.....	269
Figure 6.2 – Levé magnétique (tilt angle magnétique, obtenu à partir des dérivées X, Y et Z du champ magnétique total) pour le secteur du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent (SIGEOM 2018). Les limites correspondent aux contacts réinterprétés d'après les résultats de cette étude, de données de compilation et de données du SIGEOM (2018), et appuyés par le levé de géophysique.	270
Figure 6.3 – Légende des schémas conceptuels (Figure 6.4 et Figure 6.5).....	271
Figure 6.4 – Schémas conceptuels illustrant les différentes étapes de la mise en place du CEJ et des minéralisations en Mo. NB: l'épaisseur des formations n'est pas respectée	272
Figure 6.5 – Schémas conceptuels illustrant les différentes étapes de la mise en place du CEJ et des minéralisations en Mo (suite). NB: l'épaisseur des formations n'est pas respectée	273

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE 1

Tableau 1.1 – Caractéristiques de quelques intrusions associées à des minéralisations en Mo dans la Province de Supérieur	58
Tableau 1.2 – Résumé de la méthodologie et des objectifs associés	59
Tableau 1.3 – Critères d'estimation de la qualité des affleurements	60
Tableau 1.4 – Indice d'anisotropie planaire (Daigneault 1996)	60

CHAPITRE 2

Tableau 2.1 – Relations de recoupement observées entre les phases sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné	96
Tableau 2.2 – Relations de recoupement observées entre les phases pour les différentes stations créées dans le CEJ	97
Tableau 2.3 – Synthèse des caractéristiques texturales et minéralogiques pour les principales lithologies du CEJ	98

CHAPITRE 3

Tableau 3.1 – Caractéristiques des affleurements clefs définissant le couloir de déformation ductile majeur NO-SE	152
Tableau 3.2 – Synthèse des formules structurales moyennes des feldspaths et des amphiboles	153
Tableau 3.3 – Synthèse des formules structurales moyennes des chlorites	154

CHAPITRE 4

Tableau 4.1 – Tableau des résumés des compositions en éléments majeurs des échantillons analysés ; la moyenne et l'écart-type (σ) sont donnés pour chaque groupe de roches (les duplicatas sont compris dans ce tableau)	203
Tableau 4.2 – Tableau des résumés des compositions en ETR des échantillons analysés ; la moyenne et l'écart-type (σ) sont donnés pour chaque groupe de roches (les duplicatas sont compris dans ce tableau)	204
Tableau 4.3 – Composition géochimique des 17 échantillons du CEJ ayant un contenu en SiO_2 > 64 wt% comparée aux critères chimique d'appartenance à la série des TTG tels que définis par Moyen et Martin (2012) : synthèse des critères	205
Tableau 4.4 – Composition géochimique des échantillons du CEJ avec A) SiO_2 > 64 wt% (17 échantillons) et B) $45 < \text{SiO}_2 < 80$ wt % (8 échantillons) comparée aux critères chimique d'appartenance à la série des TTG tels que définis par Moyen et Martin (2012) : pour chaque échantillon, détail des valeurs de chaque critère. Les cases colorées indiquent que le critère concerné est rempli	206

Tableau 4.5 – Résumé des principales caractéristiques géochimiques des 6 phases intrusives du CEJ, des dykes felsiques tardifs et des enclaves de roches mafique, et conclusion sur le nom attribué à chaque groupe de roches. Les valeurs présentées sont des valeurs moyennes pour chaque groupe de roches	207
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------

Tableau 4.6 – Résumé des principales caractéristiques géochimiques des 6 phases intrusives du CEJ, des dykes felsiques tardifs et des enclaves de roches mafique, et conclusion sur le nom attribué à chaque groupe de roches. Les valeurs présentées sont des valeurs moyennes pour chaque groupe de roches (suite)	208
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------

CHAPITRE 6

Tableau 6.1 – Critères proposés par Moyen et Martin (2012) et Moyen et Stevens (2006) pour l'estimation de la profondeur de formation des magmas à l'origine des TTG, et comparaison avec les roches de cette étude (moyennes pour chaque groupe de roches). Le code couleur correspond à des sources de haute pression (HP : rouge), de moyenne pression (MP : jaune) et de basse pression (BP : bleu).....	274
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------

Tableau 6.2 – Synthèse des caractéristiques des gisements de type porphyre et des intrusions associées à du Mo. Comparaison avec les caractéristiques de l'indice Moly-Desgagné, et aux gisements de type orogénique	275
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------

LISTE DES ÉQUATIONS

CHAPITRE 3

Équation 3.1 – Formule structurale des minéraux du supergroupe de l'amphibole (Hawthorne et al. 2012)	102
Équation 3.2 – Formule de Putirka (2016) permettant de calculer la température de cristallisation des amphiboles magmatiques.....	113
Équation 3.3 – Géobaromètre d'Anderson et Smith (1995) permettant de calculer la pression de cristallisation des amphiboles magmatiques	114
Équation 3.4 – Géobaromètre de Mutch et al. (2016) permettant de calculer la pression de cristallisation des amphiboles magmatiques.....	115
Équation 3.5 – Calcul de la température de cristallisation des amphiboles métamorphiques par la méthode de Zenk et Schulz (2004)	116
Équation 3.6 – Calcul de la pression de cristallisation des amphiboles métamorphiques par la méthode de Zenk et Schulz (2004).....	116
Équation 3.7 – Calcul de la température de cristallisation des chlorites par la méthode de Kranidiotis et MacLean (1987)	118
Équation 3.8 – Correction à apporter si le ratio $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ est compris entre 0,18 et 0,64 apfu (Kranidiotis et MacLean 1987)	119

CHAPITRE 4

Équation 4.1 – Indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987).....	156
Équation 4.2 – Indice chlorite (Saeki et Date 1980)	157
Équation 4.3 – Indice séricite (Saeki et Date 1980).....	159
Équation 4.4 – Exemple de calcul d'anomalie en ETR.....	166

CHAPITRE 5

Équation 5.1 – Formule structurale générale des tourmalines (Henry et al. 2011)	215
----------------------------------------------------------------------------------------------	------------

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A – Liste des échantillons, des analyses et des lames minces	291
ANNEXE B – Procédures analytiques	294
ANNEXE C – Méthodologie de préparation des données de lithogéochimie pour effectuer les traitements sous Lithomodeleur	297
ANNEXE D – Cartographies de détail des décapages 1, 2 et 3b de l'indice Moly-Desgagné	299
ANNEXE E – Analyses <i>in situ</i>	303
ANNEXE F – Analyses lithogéochimiques de type roche totale	325
ANNEXE G – Liste et localisation des échantillons prélevés pour effectuer des analyses isotopiques	338
ANNEXE H – Géochronologie	343
ANNEXE I – Matériel supplémentaire	346

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Divers

A	alcalin
ASI	<i>aluminium saturation index</i>
CA	calco-alcalin
CRV	ceinture de roches vertes
ETR	éléments de terres rares
fO₂	fugacité d'oxygène
Hydroth.	hydrothermal
ICP-AES	<i>Inductively Coupled Atomic Emission Spectrometer</i>
LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer</i>
LC	lame couverte
L-NC	lame non couverte
LP	lame polie
LPA	lumière polarisée analysée

LPNA	lumière polarisée non analysée
LR	lumière réfléchie
MERN	Ministère de l'Energie et des Ressources Naturelles
n	nombre
P	pression
S.G.	gravité spécifique
SMV	sulfures massifs volcanogènes
SV	schistes verts
T	température
TAS	<i>Total Alkali Silica</i>
TH	tholéiitique
TTD	tonalite-trondhjémite-diorite
TTG	tonalite-trondhjémite-granodiorite
σ	écart-type

Unités

apfu	atom per formula unit
µm	micromètre
mm	millimètre
cm	centimètre
m	mètre
g	gramme
km	kilomètre
kV	kilovolt
mbar	millibar
kbar	kilobar
Ma	Million d'année
nA	nano ampère
ppm	partie par million
wt%	pourcent poids

Éléments structuraux

Cis.	cisaillement
IAP	indice d'anisotropie planaire
Lé	linéation d'étirement
S1	foliation de première génération
S2	foliation de deuxième génération
Stwk	stockwerk
Vn	veine
Vnl	veinule

Lithologies

Anv.	Pluton d'Anville
Ap.	aplite
CEJ	Complexe d'Eau Jaune
C1	phase centrale 1
C2	phase centrale 2
D.F.	Dyke felsique
D1	diorite 1

D2	diorite 2
E	enclave
T1	tonalite 1
T2	tonalite 2
QFP	porphyres à quartz et feldspaths

Minéraux

Ab	albite
Act	actinote
Afs	feldspath alcalin
Aln	allanite
Am	amphibole
An	anorthite
And	andésine
Ap	apatite
Bt	biotite
Cb	carbonates
Cham	chamosite
Chl	chlorite
Clin	clinochlore
Drav	dravite
Ep	épidote
Fi-Ts	ferri-tschemakite
Fo-Fi-H	ferro-ferri-hornblende
Fo-Fi-Ts	ferro-ferri-tschemakite
Foit	foitite
Fo-Ts	ferro-tschemakite
Fsp	feldspath
Hbl	hornblende

Kfs	feldspath potassique
Lab	labradorite
Mc	microcline
M-Fi-H	magnésio-ferri-hornblende
Mg-fo	magnésio-foitite
M-H	magnésio-hornblende
Mo	molybdénite
Ms	muscovite
Myr	myrmékite
Olig	oligoclase
Or	orthose
Pen	pennine
Pl	plagioclase
Py	pyrite
Qtz	quartz
Sch	schorl
Ser	séricite
Tm	tourmaline
Tr	trémolite
Ts	tschemakite
Wmca	micas blancs
Zrn	zircon

CHAPITRE 1

PROBLÉMATIQUE ET CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE

1.1 INTRODUCTION

Le présent document présente les résultats d'un projet de maîtrise réalisé dans le cadre du projet *Metal Earth* à Chibougamau, à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC). L'objectif du projet *Metal Earth* est de déterminer les différences géologiques, géochimiques et géophysiques entre des secteurs enrichis, appauvris ou dépourvus en métaux précieux et de base malgré des contextes qui semblent géologiquement équivalents. Le but du transect de Chibougamau est de comprendre l'architecture volcanique et plutonique, ainsi que les relations géométriques et chronologiques entre les lithologies.

Le contenu du document porte sur l'étude de la géométrie, de la géochimie et du mode de mise en place du Complexe d'Eau Jaune, situé dans la région de Chibougamau, à environ 12 km au sud de la ville de Chapais. Ce projet de maîtrise est effectué sous la supervision des professeurs Lucie Mathieu et Damien Gaboury (CERM-UQAC).

1.2 PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE

Les cratons archéens couvrent actuellement 20 % de la surface des continents (Lacroix 1998), et les ceintures de roches vertes archéennes (CRV) sont l'une des principales composantes de ces cratons. Elles sont généralement métamorphisées au faciès des schistes verts, et localement au faciès des amphibolites. Les CRV sont majoritairement constituées de laves à dominance mafique, d'intrusions généralement felsiques, et de roches sédimentaires en moindres proportions. Les roches volcaniques mafiques à felsiques peuvent représenter 25 à 95 % des lithologies d'une CRV, tandis que les intrusions représentent jusqu'à 20 % de leur surface (Condie 1981 ; Condie 1993).

La formation des CRV peut être résumée en trois étapes principales (Robert 2001) : (1) une première période synvolcanique, dite « de construction », qui est suivie (2) d'une période syntectonique, puis (3) d'une période post-tectonique. Durant la période synvolcanique, le magma à l'origine des laves et des intrusions est généré par la fusion partielle du manteau, qui produit des

basaltes ou des komatiites (Laurent 2012 ; Martin 1987), et par la fusion partielle de basaltes, qui génère les roches de la série tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG ; Martin et Moyen 2002 ; Martin et al. 2005 ; Moyen et Martin 2012 ; Smithies 2000). Cette première période dure de 200 à 500 Ma, selon les CRV (Laurent et al. 2014). La période syntectonique correspond à une période de déformation généralement en compression, due à l'accrétion de terranes. Elle s'accompagne de magmatisme et de volcanisme de faible volume, et comprend une période d'extension localisée qui permet la formation de bassins sédimentaires (Robert 2001). Cette seconde étape est suivie d'une période post-tectonique pendant laquelle se mettent en place des intrusions granitiques provenant de la fusion partielle de roches de la croûte. Les périodes syn- et post-tectoniques sont généralement courtes, et durent de 20 à 150 Ma selon les CRV (Figure 1.1 ; Laurent et al. 2014). Des minéralisations sont associées à chacune de ces périodes avec, par exemple, la formation de Sulfures Massifs Volcanogènes (SMV) pendant la période synvolcanique, ou de gisements associés à des syénites (*intrusion-related*) ou de type or orogénique lors de la période syntectonique (Robert 2001).

1.2.1 Classification des magmas des ceintures de roches vertes et minéralisations

1.2.1.1 Classification des magmas

Les magmas à l'origine des granitoïdes archéens à tardi-archéens des CRV peuvent être classés en quatre grands types (Figure 1.1) : (1) les granitoïdes sodiques de type TTG (période synvolcanique à début syntectonique) ; (2) les sanukitoïdes (période syn- à post-tectonique) ; (3) les granites à biotite ou à deux micas, aussi dits « d'anatexie » (période post-tectonique) ; et (4) les granitoïdes hybrides, généralement formés par plusieurs des processus qui forment les granitoïdes des trois autres catégories (Laurent et al. 2014). Selon Robert (2001), Jébrak et Doucet (2002) et Racicot et al. (1984), les intrusions de la CRV de l'Abitibi peuvent être classées en trois grands types : (1) les TTG (synvolcaniques à début syntectoniques) ; (2) les suites à monzonites-syénites, qui correspondent aux sanukitoïdes citées ci-dessus (syntectoniques, parfois post-tectoniques ; Laurent et al. 2014) ; et (3) les granites de type S (dérivés de sources sédimentaires), à biotite ou à deux micas, qui correspondent aux granites d'anatexie (post-tectoniques).

1.2.1.2 Magmas et minéralisations

Les magmas archéens peuvent correspondre à des intrusions synvolcaniques qui jouent le rôle de source de chaleur des systèmes de SMV (Gaboury 2006). Ces magmas peuvent également être impliqués plus directement dans les processus minéralisateurs, c'est-à-dire qu'ils constituent des sources de métaux et de fluides. C'est notamment le cas des gisements associés aux syénites, qui sont dits *intrusion-related* (Robert 2001), comme par exemple la syénite de Beattie (Bigot et Jébrak 2015) ou le gisement de Malartic (Helt et al. 2014). C'est également le cas des gisements de style porphyrique (Rowins 2000).

Les gisements de type *intrusion-related* se forment au début de la période syntectonique, avant la formation des gisements d'or orogénique (Robert 2001). Ce sont majoritairement des gisements aurifères, qui peuvent contenir du Cu, As et Te et parfois Pb, Mo, W et Zn (Robert 2001). Des éléments plus inhabituels, tels que le Bi ou Hg, peuvent également être observés, comme par exemple dans la syénite de Beattie (Bigot 2012 ; Bigot et Jébrak 2015).

Les gisements de style porphyrique (*porphyry-style*) se forment majoritairement durant la période synvolcanique. Ce sont principalement des minéralisations à Cu-Au dans les CRV, mais elles peuvent également contenir des métaux tels que Ag, Mo, Pb, Zn et W ou encore Bi et Te (Sillitoe 2010). Ce type de gisement montre des similitudes avec les porphyres actuels (brèches, minéralisations à proximité de l'intrusion), mais présente un plus faible tonnage (Rowins 2000). Par exemple, le gisement porphyrique de Troïlus a des ressources évaluées à 60 millions de tonnes avec 2,5 millions d'onces d'or, 3 millions d'onces d'argent et 60 000 t de Cu (Fraser 1993). Des gisements de style porphyrique sont retrouvés en association avec des TTG, comme Troïlus (Fraser 1993), ainsi que le gîte MOP-II et le secteur du lac Clark dans le Camp Central (soit, à Cu-Au) de Chibougamau (Lépine 2009 ; Pilote et al. 1998). Le gisement de Lac Bachelor a également été interprété comme un gisement de style porphyrique par Fayol et Jébrak (2017). Il est associé à des sanukitoïdes syn- à post-tectoniques.

Bien que cela soit peu documenté, certains de ces magmas archéens sont susceptibles d'être associés à des minéralisations en Mo. Le Mo est principalement utilisé (56 %) pour produire des

aciers et des alliages pour la construction. Son utilisation permet principalement d'augmenter la dureté ainsi que la résistance à la température de ces matériaux. 23 % du Mo est également utilisé pour améliorer la résistance à la corrosion des aciers inoxydables. Enfin, 21 % du Mo est employé pour produire : 1) des superalliages résistants à la corrosion et aux hautes températures ; 2) du Mo métal ou en alliage avec d'autre métaux pour des applications spécialisées ; 3) des composés chimiques (catalyseurs, pigments, lubrifiants), le Mo étant peu toxique par rapport aux métaux lourds typiques (Cr, Tc, Re, etc. ; International Molybdenum Association 2008).

Ainsi, des minéralisations en Mo sont associées aux TTG (par exemple, le système porphyrique de Tilly, dans la Province de La Grande ; Chapon et al. 2010) et aux granites à biotite ou à deux micas (batholite de Preissac-Lacorne, dans la Sous-province de l'Abitibi ; Ducharme et al. 1997 ; Norman 1945 ; Taner et al. 1998). Des traces de Mo sont également documentées dans certains systèmes de type *intrusion-related*, comme c'est le cas pour les syénites de Beattie et de Young Davidson (Bigot 2012 ; Robert 2001).

1.2.2 Caractéristiques des magmas archéens

1.2.2.1 Les TTG

Les TTG représentent la majorité des roches intrusives archéennes. Ces roches peuvent représenter jusqu'à 50 à 70 % du volume d'un craton (Condie 1993 ; Hoffmann et al. 2011 ; Laurent et al. 2014 ; Moyen et Stevens 2006). Les TTG sont également un composant majeur des CRV où elles correspondent à des intrusions synvolcaniques volumineuses plus ou moins déformées (Condie 1993 ; Moyen et Martin 2012 ; Smithies 2000).

Les TTG sont observées dans toutes les CRV (Figure 1.1), par exemple dans le East Pilbara terrane (craton de Pilbara, Australie ; Champion et Smithies 2007), dans le Rio Maria granite-greenstone terrane (craton Amazonien, Brésil ; de Almeida et al. 2011), dans la CRV de Barberton (craton de Kapvaal, Afrique du Sud ; Moyen et al. 2007) ou encore dans la Sous-province de l'Abitibi (craton de Supérieur, Canada ; Benn et Moyen 2008). Les TTG sont des magmas précambriens issus de la fusion partielle de basaltes (Moyen et Martin 2012). L'équivalent actuel

des TTG correspond aux adakites, qui se manifestent par de faibles volumes de magmas observés dans des zones de subduction (Martin 1999 ; Martin et al. 2005).

Les principaux minéraux observés dans les TTG sont, par ordre d'abondance : le plagioclase (An_{10-30} : oligoclase), le quartz et la biotite. La hornblende est commune mais est plus abondante dans les TTG les moins différenciées, tandis que les feldspaths alcalins sont rares (Martin et al. 2005 ; Moyen et Stevens 2006 ; Moyen et Martin 2012). Comme les TTG sont des roches calco-alcalines sodiques formées par la fusion partielle d'une source mafique, elles ne sont pas ou très peu associées à des phases intrusives mafiques (Laurent et al. 2014 ; Martin et al. 2005 ; Moyen 2011 ; Moyen et Martin 2012).

Les TTG ont une teneur élevée en Na_2O (3 à 7 wt%) et basse en K_2O (Figure 1.2 a), et sont donc caractérisées par un rapport K_2O/Na_2O faible ($\leq 0,5$). Les TTG sont également riches en SiO_2 (> 64 wt%), avec des teneurs excédant communément 70 wt%, et pauvres en ferromagnésiens, avec $FeO + MgO + MnO + TiO_2 \leq 5 \%$ (Laurent et al. 2014 ; Martin et al. 2005 ; Moyen et Martin 2012 ; Moyen et Stevens 2006). Le *Mg number* ($Mg\# = 100 * MgO / (MgO + Fe_2O_{3T})$) est bas, avec une moyenne de 43 % (Martin et Moyen 2002 ; Moyen et Martin 2012 ; Moyen et Stevens 2006). La teneur en CaO est comprise entre 1 et 5 wt% (Laurent et al. 2014). Deux sous-groupes de TTG se distinguent par leur teneur élevée ou faible en Al_2O_3 (magmas peralumineux à métalumineux). La majorité des TTG fait toutefois partie du groupe riche en Al_2O_3 , qui contient > 15 wt% Al_2O_3 (Barker et Arth 1976 ; Laurent et al. 2014 ; Moyen et Martin 2012 ; Moyen et Stevens 2006).

En ce qui concerne leur signature en éléments traces, les TTG sont caractérisées par un spectre de terres rares fractionné et appauvri en ETR (Eléments de Terres Rares) lourds (Figure 1.3). Le ratio La/Yb est élevé (> 15 : moyenne 38,4). Aussi, leur diagramme multiéléments est marqué par des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (Figure 1.4 ; Barker et Arth 1976 ; Hoffmann et al. 2011 ; Laurent et al. 2014 ; Martin 1999 ; Moyen et Martin 2012 ; Moyen et Stevens 2006).

Comme mentionné précédemment, certaines TTG présentent des liens génétiques avec des gisements, comme par exemple le système de veines à Cu-Au du Camp Central, qui est associé au Pluton de Chibougamau (Pilote et al. 1998), et celui de la mine Troilus (Fraser 1993).

1.2.2.2 Les sanukitoïdes

Les sanukitoïdes, qui sont principalement des monzonites et des syénites, proviennent de la fusion partielle d'une source mantellique qui a été enrichie en éléments incompatibles par un processus de métasomatisme (Heilimo et al. 2010 ; Laurent et al. 2014). Les principaux minéraux constitutifs de ces roches sont le quartz, le plagioclase (An_{20-35} : oligoclase à andésine), des agrégats mafiques caractéristiques formés d'amphiboles (hornblende) et de biotite, ainsi que de rares phénocristaux de feldspaths potassiques (Laurent et al. 2014 ; Martin et al. 2010).

Les sanukitoïdes ont une teneur en K_2O comprise entre 1,5 et 5,0 wt% et un ratio K_2O/Na_2O variable, mais généralement $\geq 0,5$ (Figure 1.2 b ; Heilimo et al. 2010 ; Laurent et al. 2014). Leurs contenus en SiO_2 est variable, car ces magmas comprennent des phases mafiques (45-50 wt% SiO_2) à felsiques (70-75 wt% SiO_2). La proportion de ferromagnésiens est élevée, avec $5 \leq FeO + MgO + MnO + TiO_2 \leq 25$ wt%, et le Mg# varie entre 45 et 65 % (53 % en moyenne). Les sanukitoïdes sont métalumineuses (Heilimo et al. 2010 ; Laurent et al. 2014 ; Martin et al. 2010).

Le patron des ETR et le diagramme multiéléments des sanukitoïdes ressemblent à ceux des TTG, avec par exemple des anomalies négatives en Nb et Ta (Figure 1.3 et Figure 1.4) et un fort degré de fractionnement (rapport La/Yb élevé, > 20). En revanche, leur enrichissement est différent : les sanukitoïdes sont enrichies en éléments incompatibles, particulièrement en Ba et Sr, et présentent donc des ratios Ba/Rb et Sr/Y élevés (Heilimo et al. 2010 ; Laurent et al. 2014 ; Moyen et Martin 2012), ainsi qu'en éléments compatibles, comme Ni, Cr et V. Cet enrichissement en éléments incompatibles et compatibles est caractéristique des sanukitoïdes et implique une composante à la fois crustale et mantellique (Laurent et al. 2014 ; Martin et al. 2010).

Plusieurs gisements sont spatialement associés aux sanukitoïdes. Il s'agit principalement de gisements aurifères, bien que des métaux de base (Cu, Pb, Zn, Mo) puissent aussi être présents sous forme de sulfures, et du W ou Mo sous forme de tungstates et de molybdénates, respectivement. C'est par exemple le cas des syénites de Ross (Cu, Pb, Zn), de Young Davidson (Cu, Pb, Mo, W), et de Beattie (Cu, Zn, Pb) (Bigot et Jébrak 2015 ; Mathieu 2016 ; Robert 2001).

1.2.2.3 Les granites d'anatexie (à biotite ou à deux micas)

Parfois appelé leucogranites, les granites d'anatexie sont générés par la fusion partielle de roches crustales, c'est-à-dire principalement des TTG et des métasédiments. La minéralogie de ces granites à biotite ou à deux micas est relativement constante. Ces roches sont formées d'environ 30 % de feldspaths alcalins, 30 % de plagioclases sodiques (An₅₋₁₅ : albite à oligoclase), 30 % de quartz, et de biotite et dans certains cas, de muscovite (Laurent et al. 2014).

Les granites à biotite ou à deux micas ont un contenu en K₂O de 4 wt% en moyenne et un rapport K₂O/Na₂O > 0,5. Leur teneur en SiO₂ est élevée (68 à 75 wt%) et leur contenu en ferromagnésiens et en CaO est faible (1 à 4 wt% et < 2 wt% respectivement). Ces roches sont peralumineuses (Laurent et al. 2014).

Le spectre des ETR et le diagramme multiéléments des granites à biotite ou à deux micas est similaire à celui des TTG, mais sont plus enrichis (par exemple, en ETR légères, et Rb, Th) et présentent des anomalies négatives en Ba et Sr (Figure 1.4). Leurs ratios Ba/Rb et Sr/Y sont moins élevés que ceux des TTG et des sanukitoïdes (Laurent et al. 2014).

Peu de gisements sont associés aux granites à biotite ou à deux micas. Par exemple, le batholithe de Preissac-Lacorne est associé à des minéralisations en Mo (sulfures) et Bi (sulfures et oxydes) portées par des dykes de pegmatites (Taner et al. 1998).

1.2.3 Les intrusions associées aux minéralisations en molybdène

1.2.3.1 Période post-archéenne

Le Mo est principalement extrait des porphyres modernes, qui sont des gisements post-archéens se mettant en place à l'aplomb des zones de subduction et à faible profondeur (< 5 km; Richards 2018 ; Sillitoe 2010). Toutefois, certains gisements de porphyre à Mo sont plutôt formés dans des contextes de rifts continentaux post-subduction, comme par exemple les porphyres de type Climax (Carten et al. 1993 ; Ludington et Plumlee 2009). A l'opposé, d'autres porphyres à Mo sont formés dans des zones de collision, comme par exemple les porphyres de type « Dabie » (Chen et al. 2017).

Les magmas impliqués sont d'affinité calco-alkaline et sont oxydés (soit une fugacité d'oxygène (fO_2) élevée), ce qui permet de conserver le S dans le magma jusqu'à l'ébullition provoquée par la diminution de la pression lithostatique (décompression) et par l'augmentation de la concentration en volatils liée à la cristallisation. L'augmentation de la pression au sommet de la chambre magmatique, liée à l'exsolution des fluides, provoque la fracturation du toit de la chambre et des roches sus-jacentes (Richards 2018 ; Sillitoe 2010 ; Sinclair 2007). Ainsi, les minéralisations à Cu-Au-Mo correspondent à des sulfures disséminés et localement à des filons. Elles sont observées dans les roches encaissantes altérées, dans des stockwerks à quartz et dans des zones de brèches magmatiques-hydrothermales. Les gisements de type porphyre sont entourés d'un halo d'altération de plusieurs centaines de mètres d'extension (Figure 1.5 ; Rowins 2000 ; Sillitoe 2010 ; Sinclair 2007). Depuis le cœur du porphyre vers sa partie externe, ce halo est composé des types d'altérations suivants : (1) potassique (biotite, feldspaths alcalins) ; (2) phyllique (séricite, quartz, pyrite) ; et (3) propylitique distale (chlorite, épidote, carbonates, adulaire, albite).

Les associations métalliques des porphyres dépendent du taux de différenciation du magma, qui peut être reflété par sa quantité de SiO_2 ou par le ratio Rb/Sr, ainsi que de son état d'oxydation (fO_2), qui peut être exprimé par le ratio Fe_2O_3/FeO (Jébrak et Marcoux 2008 ; Sillitoe 2010). La Figure 1.6 montre que les minéralisations en Mo sont généralement associées à des magmas ayant une fO_2 plus faible que celle des magmas qui sont associés à des minéralisations en Au (Hart 2007).

Les porphyres post-archéens fournissent 95 % du Mo mondial et 65 % du Mo est extrait en tant que sous-produit des porphyres cuprifères. Ces derniers contiennent par ailleurs la majeure partie des ressources mondiales en Cu, Mo, Re, Pd, Te, Se, Bi, Zn et Pb. Le Mo est également la substance économique principale des porphyres à Mo-Sn \pm W, qui contiennent les plus importantes réserves mondiales en W (Jébrak et Marcoux 2008 ; Sinclair 2007). Comme vu précédemment, la nature de la source, les conditions de mise en place (à faible profondeur : < 5 km) et de cristallisation de l'intrusion porphyrique sont bien documentées.

1.2.3.2 Période archéenne

Des minéralisations en Mo existent également à l'Archéen, mais elles sont peu documentées (par exemple, relations avec les corps intrusifs, caractéristiques chimiques des intrusions). En effet, en prenant l'exemple de la Sous-province de l'Abitibi, les grandes masses plutoniques sont peu travaillées, car elles sont généralement considérées comme stériles par rapport aux roches volcaniques. De plus, aucune exploitation majeure active de Mo n'est identifiée dans ce contexte (Figure 1.7).

Plusieurs minéralisations en Mo sont cependant associées à des intrusions de la Province de Supérieur, la plupart en tant que substance principale (Tableau 1.1). Parmi les occurrences de Mo compilées, deux sont associées à des granites à biotite ou à deux micas (post-tectoniques), une est associée à une sanukitoïde (syntectonique) et trois sont associées à des TTG (synvolcaniques). Les caractéristiques de ces minéralisations (styles, signature métallique, minéralogie et type d'altération hydrothermale) sont documentées dans chaque cas. En revanche, peu d'informations sont disponibles sur la chimie du magma et l'âge absolu de ces intrusions n'est pas toujours documenté. Les conditions de mise en place et de cristallisation de l'intrusion (conditions de pression et de température, séquence de cristallisation) sont rarement documentées. De même, les analyses chimiques disponibles sont souvent incomplètes, en particulier en ce qui concerne les TTG, ce qui ne permet pas de juger de l'affinité magmatique, ni de caractériser les sources de ces magmas.

1.2.4 Les constats

Divers types de minéralisations semblent être associés aux principaux types de magmas archéens (c.-à-d. les TTG, les syénites, et les granites à biotite ou à deux micas), mais certains magmas semblent être plus prospectifs que d'autres. Par exemple, les syénites (sanukitoïdes) sont associées à de nombreuses minéralisations aurifères (Beattie ; Bigot 2012 ; Mathieu 2016). Les magmas archéens ont surtout été travaillés pour leurs contenus en Cu et Au, mais certains sont associés au Mo. Ceci amène à se demander: quelles sont les caractéristiques des magmas archéens associés à des dépôts de Mo ?

Le Mo est une substance marginale des dépôts associés aux sanukitoïdes, qui sont plutôt riches en Au. Les magmas d'anatexie sont peu nombreux et présentent donc un faible intérêt pour la prospection de gisements de Mo. Les TTG sont, quant à elles, peu étudiées pour leur association avec les minéralisations à Mo, car elles sont rarement la source des métaux et de fluides des minéralisations connues dans les CRV archéennes. Cependant, les exemples des dépôts de MOP-II et du système de Tilly (Tableau 1.1) montrent que des TTG peuvent être associées non seulement à des minéralisations en Au-Cu, mais qu'elles peuvent contenir des quantités non négligeables de Mo.

Il devient donc nécessaire de documenter davantage les TTG associées à des minéralisations en Mo (chimie, nature de la source, mode de mise en place), afin d'obtenir des informations sur ce contexte minéralisé atypique pour les CRV. Une telle documentation permettra non seulement de stimuler l'exploration, mais apportera également des données sur la capacité des TTG à transporter des substances économiques.

1.3 PROBLÉMATIQUE SPÉCIFIQUE

1.3.1 Géologie régionale

La CRV archéenne de la Sous-province de l'Abitibi s'étend depuis l'est de l'Ontario jusqu'au centre du Québec, pour une superficie de plus de 210 000 km². Elle se trouve dans la Province de Supérieur et est bordée à l'est par la Province du Grenville et au nord par la Sous-province d'Opatica (Daigneault et al. 1990). Un tiers de sa surface est constituée de roches plutoniques, tandis que la majorité est constituée de roches volcaniques et sédimentaires (Chown et al. 2002).

La région de Chibougamau est localisée au nord-est de la Sous-province de l'Abitibi (Figure 1.8). L'histoire géologique de cette région peut être séparée en deux grands groupes : le Groupe de Roy et le Groupe d'Opémisca (Leclerc et al. 2017). Le Groupe de Roy repose sur les formations des Vents et de Chrissie, définies respectivement par Potvin (1991) et Leclerc et al. (2017) et par Leclerc et al. (2010). Le premier cycle volcanique du Groupe de Roy débute par la mise en place de la Formation d'Obatogamau, d'affinité tholéiitique. Elle correspond à des basaltes et à des basaltes andésitiques, massifs à coussinés, contenant localement des phénocristaux de plagioclases

centimétriques (Cimon 1977 ; Leclerc et al. 2017). La Formation d'Obatogamau est surmontée par la Formation de Waconichi (2730-2726 Ma ; Leclerc et al. 2011), principalement constituée de roches volcaniques intermédiaires à felsiques et d'affinité tholéiitique à calco-alkaline. Le second cycle volcanique du Groupe de Roy comprend la Formation de Bruneau, dominée par des basaltes et des andésites d'affinité tholéiitique (2724 Ma ; Leclerc et al. 2011). Elle est recouverte par la Formation de Blondeau (< 2721 Ma ; Duquette 1964; Leclerc et al. 2017). Cette dernière est constituée de dépôts volcanosédimentaires felsiques d'affinité calco-alkaline. La transition avec le Groupe d'Opémisca sus-jacent est généralement caractérisée par une discordance d'érosion. Les conglomérats, les subarkoses et les mudrocks de la Formation de Stella (< 2704 Ma ; Leclerc et al. 2012) forment la base du Groupe d'Opémisca. Son sommet est constitué des mêmes lithologies, auxquelles s'ajoutent des lentilles d'andésites porphyriques (Formation de Haüy, < 2692 Ma ; David et al. 2007; Leclerc et al. 2017). La Formation de Chibougamau, d'âge Protérozoïque, repose en discordance sur les roches archéennes appartenant au Groupe de Roy (Long 1974). Elle correspond à une séquence de conglomérats polygéniques, d'arkoses et de mudrocks.

Trois principaux événements intrusifs sont documentés dans la région de Chibougamau : 1) la Suite intrusive du Lac Doré, qui est une intrusion synvolcanique (~ 2728 Ma ; Mortensen 1993) mafique à ultramafique encaissée dans les formations d'Obatogamau et de Waconichi (Daigneault et Allard 1990) ; 2) la suite intrusive du Cummings, qui comprend trois filons-couches, ultramafiques à mafiques (Roberge, Ventures et Bourbeau ; ~ 2717 Ma : Mortensen 1993) mis en place dans les roches volcanosédimentaires du second cycle du Groupe de Roy (Daigneault et Allard 1990) ; et 3) le Pluton de Chibougamau, de composition dioritique à tonalitique, qui s'injecte dans les roches de la Suite intrusive du Lac Doré entre 2718 et 2702 Ma environ (synvolcanique ; Krogh 1982 ; McNicoll et al. 2008).

Selon Daigneault et al. (1990), la région de Chibougamau a enregistré 3 stades de déformation : 1) un premier stade précoce et de faible intensité (D1), dite « pré-régionale » formant localement des plis d'axe N-S, mais sans schistosité de plan axial ; 2) une phase de déformation régionale (D2) en compression N-S ; et 3) une phase de déformation mineure D3, dite « post-régionale ». La phase D2 se manifeste par une schistosité régionale E-O dont les plans contiennent une linéation

d'étirement verticale, ainsi que par des failles inverses ductiles et des plis régionaux orientés E-O. La phase finale de la déformation régionale est caractérisée par des zones de cisaillement ductile de direction E-O. La phase D3 correspond à une compression NO-SE créant des décrochements dextres le long des structures créées durant la phase D2 (Daigneault et al. 1990 ; Lacroix 1998).

1.3.2 Le Complexe d'Eau Jaune et son indice de molybdène

Le Complexe d'Eau Jaune (CEJ) est une intrusion polyphasée située dans la région de Chibougamau, au nord-est de la Sous-province de l'Abitibi. Plus précisément, il est localisé à environ 12 km au sud de la ville de Chapais. Sa superficie de plusieurs centaines de km² en fait l'une des plus importantes intrusions polyphasées du transect *Metal Earth* situé dans la région de Chibougamau (Figure 1.8).

Le CEJ est situé à l'extrémité est du Massif de Lapparent, qui est une masse prétectonique de gneiss tonalitique à dioritique (TTG) correspondant à des niveaux crustaux profonds (non daté ; Chown et Mueller 1992 ; Chown et al. 2002 ; Mueller et al. 1989). Le Massif est recoupé par des plutons polyphasés tonalitiques syn- à post-tectoniques, dont fait partie le CEJ (Midra et al. 1992 ; Racicot et al. 1984). Ceci est illustré par la cartographie du Ministère produite en 2018 (Figure 1.9).

Le CEJ a été interprété comme une intrusion faisant partie de la série des TTG et mise en place à la transition entre les périodes synvolcanique et syntectonique (Faure 2012 ; Legault 2003). L'intrusion, de forme légèrement elliptique (axe long orienté E-O), est polyphasée et ne présente pas de zonalité symétrique. Elle est formée d'une phase précoce mineure de diorite à diorite quartzifère (I), et de trois phases tardives (II, III et IV) de tonalite qui contiennent des enclaves de roches volcaniques. La phase I du CEJ est considérée comme possiblement synvolcanique, tandis que les phases tonalitiques sont syntectoniques (Tait 1992). Cela diffère de l'interprétation de Chown et al. (2002) impliquant que la totalité du CEJ serait synvolcanique. Aucune des phases magmatiques du CEJ n'a toutefois fait l'objet d'une datation absolue. L'auréole de métamorphisme de contact de haut grade (faciès amphibolites) a été oblitérée et rétrogradée par le métamorphisme régional du faciès des Schistes Verts (Côté-Mantha 2009 ; Faure 2012 ; Legault 2003 ; Tait 1992 ; Tait et al. 1986, 1987). Bien qu'une étude structurale ait été menée par Tait (1992) sur la partie est

du CEJ, les données sont insuffisantes (âge, chimie) pour conclure sur la nature synvolcanique à syntectonique des différentes phases du CEJ. Dans le cadre de cette étude, la nomenclature utilisée pour désigner les différentes phases du CEJ sera celle utilisée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN, Québec), telle que définie sur la Figure 1.10. Cette figure illustre également la répartition des affleurements déjà cartographiés par le MERN.

L'intrusion polyphasée du CEJ est importante pour le projet *Metal Earth* car elle est en contact non seulement avec les basaltes de la Formation d'Obatogamau, mais surtout avec les plus anciennes laves de la Sous-province de l'Abitibi (Figure 1.10). En effet, le CEJ est en contact avec des roches volcaniques intermédiaires datées à $2791,4 \pm 3,7/-2,8$ Ma (David et al. 2011 ; Leclerc et al. 2010) appartenant à la Formation de Chrissie. Il est également en contact avec des roches volcaniques mafiques et felsiques datées à $2798,7 \pm 0,7$ Ma (Davis et al. 2014 ; Mueller et al. 1989), qui sont initialement décrites en tant que Membre des Vents par Potvin (1991) mais rapportées en tant que Formation des Vents par Leclerc et al. (2017). Il s'agit des plus anciennes roches de région de Chibougamau et de la Sous-province de l'Abitibi.

Mueller et al. (1989) et Tait (1992) ont émis l'hypothèse que le CEJ serait un complexe subvolcanique qui aurait alimenté le volcanisme de la Formation des Vents, qui serait donc comagmatique avec le CEJ. Ainsi, le CEJ serait du même âge ou plus ancien que la Formation des Vents. Or, le CEJ n'a pas été daté, la Formation de Chrissie et la Formation des Vents affleurent peu et leurs relations avec l'intrusion du CEJ sont peu documentées. Documenter la géométrie et la nature de ces contacts est essentiel pour le projet *Metal Earth*.

De plus, un indice de Mo, connu depuis les années 1970 dans le CEJ, a été redécouvert en 2009 et décapé par le prospecteur Larry Desgagné. Cet indice de Mo, appelé Moly-Desgagné, correspond à une série de décapages situés dans le nord-est du CEJ (Figure 1.10). Ces décapages mettent en évidence au moins deux phases magmatiques, plusieurs générations de veines de quartz et de tourmaline ainsi qu'une poche centimétrique de molybdénite massive. Les décapages de l'indice Moly-Desgagné, ainsi que plusieurs affleurements identifiés à proximité, constituent un

secteur de choix pour documenter un système magmatique majeur de la région de Chibougamau. Ces affleurements pourraient notamment répondre à certaines des questions ci-dessous :

1) Quelle est la chimie du CEJ et celle de sa source (c.-à-d. pétrogénétique) ? S'agit-il d'une intrusion polyphasée ou de plusieurs injections de magmas provenant de sources différentes? Les décapages de l'indice Moly-Desgagné montrent l'existence d'au moins deux types de magmas non documentés, et les affleurements des alentours pourraient permettre de documenter d'autres phases magmatiques.

2) Quelles sont les conditions de pression et de température de mise en place du CEJ ? S'agit-il d'une intrusion associée à un système volcanique (c'est-à-dire complexe subvolcanique, proche de la surface), ou s'est-elle mise en place à un niveau plus profond de la croûte ?

3) Quelle est l'histoire métamorphique et structurale du CEJ ? Quelle est sa relation avec l'histoire tectono-métamorphique de la région (synvolcanique, syn- ou post-tectonique) ?

4) Quelles sont les relations du CEJ avec les roches dans lesquelles il s'est mis en place, et notamment avec la Formation de Chrissie, la Formation des Vents et le Massif de Lapparent ? Le peu d'informations disponibles sur la géométrie du CEJ et sur ses relations avec les laves les plus anciennes de la Sous-province de l'Abitibi ne permettent pas de replacer l'intrusion dans la stratigraphie locale, ce qui est pourtant essentiel à l'interprétation du transect *Metal Earth* ;

5) Quel est le lien entre le CEJ et l'indice de Mo connu ? Comme vu précédemment, peu de minéralisations en Mo associées à des TTG sont documentées. Lorsque de telles minéralisations sont identifiées, la chimie des intrusions concernées n'est généralement pas caractérisée. Le CEJ ne fait pas exception à la règle et la documentation de cette intrusion pourrait nous en apprendre davantage sur la distribution du Mo dans les systèmes magmatiques archéens.

1.4 OBJECTIFS

Ce projet de maîtrise comporte deux buts principaux : (1) dans le cadre du projet de maîtrise, le but est de définir la chimie des différentes phases intrusives du CEJ et d'évaluer leur lien avec les minéralisations en Mo ; (2) dans le cadre du projet *Metal Earth*, les travaux de cartographie à

l'échelle de Chibougamau nécessitent de mieux définir la géométrie du CEJ et de le replacer dans la stratigraphie locale. A ces fins, les objectifs spécifiques suivants seront abordés :

Objectif 1 : établir la pétrogenèse des différentes phases du CEJ ; c'est-à-dire, identifier les différentes phases du CEJ et définir leur chimie, documenter leurs relations à la déformation et au métamorphisme ainsi que leurs chronologies de mise en place (identification de la nature de leur source, des conditions de production du magma (fusion partielle) et évaluation du processus de cristallisation fractionnée). Une attention particulière sera portée aux phases intrusives associées aux indices de Mo connus, en l'occurrence l'indice Moly-Desgagné, et au lien des minéralisations avec les phases du CEJ, le métamorphisme et la déformation.

Objectif 2 : définir les relations géométriques entre le CEJ et son encaissant, afin d'évaluer le mode de mise en place de l'intrusion et la chronologie relative entre les unités volcaniques, soit les formations de Chrissie, des Vents et d'Obatogamau. Il s'agit également d'étudier la possibilité d'un co-magmatisme entre le CEJ et la partie felsique de la Formation des Vents.

1.5 MÉTHODOLOGIE

La méthodologie proposée vise à identifier et à caractériser pétrologiquement et chimiquement les phases du CEJ, ainsi qu'à définir leurs relations avec l'encaissant volcanique et avec les minéralisations en Mo. Le projet se déroule donc en deux volets : les travaux de terrain et les travaux de laboratoire. La méthodologie est détaillée dans les sections suivantes et est résumée par le Tableau 1.2 en fonction de chaque objectif.

1.5.1 Travaux de terrain

Les travaux de terrain représentent une composante majeure de ce projet de maîtrise. Ils ont été réalisés sur une période de 6 mois durant les étés 2018 et 2019, dont 30 jours ont été consacrés à l'étude du CEJ et 22 jours à l'étude des décapages de l'indice Moly-Desgagné, soit 52 jours au total.

1.5.1.1 Complexe d'Eau Jaune

Un total de 155 stations a été décrit dans le CEJ au cours de la campagne de terrain (Figure 1.11). Chaque description comprend : la localisation GPS de la station, la/les lithologie(s) présente(s) et leur abondance, le degré de métamorphisme, la déformation (relations structurales), ainsi que les relations temporelles entre les unités, les altérations hydrothermales et les minéralisations. Un indice de qualité d'affleurement est estimé pour chaque station, selon les critères donnés dans le Tableau 1.3. Un indice d'anisotropie planaire est également associé à chaque station selon l'intensité de la déformation, d'après les critères de Daigneault (1996 ; Tableau 1.4).

Chaque lithologie est décrite selon sa composition minéralogique (proportion et nature des minéraux), sa granulométrie, sa texture et son état d'altération. S'il y a plusieurs lithologies sur un même affleurement, leur abondance est estimée afin d'indiquer la lithologie dominante. Le degré de métamorphisme est estimé à partir de l'abondance d'amphiboles (dans les roches mafiques) et de chlorite. Toutefois, le degré de métamorphisme reste difficile à estimer dans les roches plutoniques intermédiaires à felsiques, les amphiboles pouvant être tant d'origine magmatique que métamorphique, et sera à valider grâce aux travaux de laboratoire. La prise de mesures structurales concerne majoritairement des plans de foliations ou de schistosité et des linéations d'étirement. Les mesures sont systématiquement associées à la lithologie dans laquelle elles sont mesurées. A ces descriptions s'ajoutent le prélèvement d'échantillons représentatifs des lithologies rencontrées, qui seront utilisés pour les travaux de laboratoire. La liste complète des échantillons, des analyses lithogéochimiques et des lames minces est présentée à l'ANNEXE A. Un échantillon de géochronologie (10 kg) a été prélevé dans la phase centrale (CEJ 3) et envoyé à M. Hamilton (professeur à l'Université de Toronto, Jack Satterly Geochronology Laboratory, Royal Ontario Museum) pour effectuer une datation U-Pb sur zircons. Les informations sont également consignées dans des fichiers équivalents aux géofiches du MERN, selon le modèle créé pour les besoins du projet *Metal Earth*.

1.5.1.2 Indice Moly-Desgagné

Dix stations ont été réalisées dans le secteur de l'indice Moly-Desgagné (Figure 1.11). Les descriptions de terrain sont basées sur la même méthodologie que celle citée ci-dessus. Cinq des stations correspondent aux décapages de l'indice Moly-Desgagné et ont fait l'objet de cartographies de détail (Figure 1.12). Les décapages 1, 3, 4 et 5 ont été cartographiés à la main par carrés de 1 m par 1 m. Le quadrillage a été réalisé au mètre-ruban avec l'aide d'une équipe de 3 personnes, selon une ligne de base orientée N030. Le décapage 2, qui est une tranchée de direction N024 de 2,5 m par environ 50 m de long, était suffisamment rectiligne et à niveau pour être photographiée sans utiliser de quadrillage. La mosaïque a permis d'obtenir une vue de détail de la tranchée, servant de base pour les descriptions. La majorité des échantillons a été prélevée à l'aide d'une scie à roche en raison de la surface lisse des affleurements. Un échantillon de géochronologie (10 kg) a été prélevé dans la phase tonalitique et envoyé à M. Hamilton pour effectuer une datation U-Pb sur zircons.

1.5.2 Travaux de laboratoire

Les travaux de laboratoire ont été réalisés sur les échantillons collectés durant la campagne de terrain, de septembre 2018 à avril 2019. Ils ont permis d'obtenir les données nécessaires pour répondre aux objectifs. Les analyses en laboratoire comprennent : des études pétrographiques en lames minces et en cathodoluminescence, des analyses lithogéochimiques, ainsi que des analyses à la microsonde électronique.

1.5.2.1 Etudes pétrographiques en lames minces

Les analyses pétrographiques en lames minces sont utilisées afin de vérifier la classification des phases intrusives, des enclaves et des dykes, qui a été établie sur le terrain (nature des minéraux, proportions et textures), en utilisant le diagramme de Streckeisen (1976). L'étude permet également d'identifier les minéraux déstabilisés par l'altération hydrothermale et d'établir une séquence paragenétique selon les relations d'équilibre entre les minéraux. L'identification des assemblages métamorphiques permet de confirmer les faciès métamorphiques observés sur le terrain.

Un total de 46 lames minces a été réalisé, dont 25 sont issues des décapages de l'indice Moly-Desgagné. Ces lames minces, d'une épaisseur standard de 30 μm , couvrent 23 des stations décrites durant la campagne de terrain. Sur les 46 lames minces, 23 sont des lames minces couvertes et 16 sont des lames minces polies. Les 7 autres lames minces sont des lames non couvertes qui ont été utilisées pour effectuer des analyses complémentaires au besoin.

Les lames minces couvertes et une partie des lames polies sont destinées à la caractérisation pétrographique des différentes phases du CEJ, en utilisant un microscope à lumière transmise. Les lames polies réalisées dans les veines de quartz et de tourmalines de l'indice Moly-Desgagné ont servi à caractériser la minéralisation en Mo, à la fois en utilisant la lumière transmise et la lumière réfléchie. C'est également sur les lames polies que les analyses à la microsonde ont été réalisées, afin de déterminer la chimie des amphiboles, des chlorites, des feldspaths et des tourmalines.

1.5.2.2 Cathodoluminescence

La cathodoluminescence est utilisée afin de visualiser les variations compositionnelles des minéraux. Cette technique est uniquement applicable aux lames minces polies. Dans le cas de cette étude, la cathodoluminescence est utilisée afin de localiser les apatites et de pouvoir les éviter lors des analyses des amphiboles utilisées pour calculer le thermomètre de Putirka (2006) et les baromètres d'Anderson et Smith (1995) et de Mutch et al. (2016).

Les observations en cathodoluminescence ont été réalisées aux LabMaTer (Laboratoire des Matériaux Terrestres) de l'UQAC, avec un « CL8200 Mk5-1 Optical Cathodoluminescence » monté sur un microscope optique. Il comprend une génératrice à haute tension ($\sim 12 \text{ kV}$) ainsi qu'une platine porte-échantillons sous vide ($\sim 0,15 \text{ mbar}$).

1.5.2.3 Analyses lithogéochimiques

Trente des échantillons prélevés durant la campagne de terrain de l'été ont fait l'objet d'analyses lithogéochimiques. Ces échantillons sont distribués sur la majeure partie de la surface du CEJ et sont représentatifs des différentes lithologies rencontrées, de façon à pouvoir répondre aux objectifs. Neuf échantillons proviennent de l'indice Moly-Desgagné, qui constitue le point de départ de l'étude. Quatre duplicatas ont été réalisés afin de vérifier la reproductibilité des résultats et

d'évaluer la variabilité chimique naturelle à l'échelle de l'échantillon. Seuls 3 des 4 duplicatas ont été analysés pour les éléments traces et les ETR.

Les échantillons ont tout d'abord été sciés, soit au MERN (Chibougamau), soit à l'UQAC, afin d'enlever la patine d'altération et d'éventuelles veines de quartz avant d'être séparés en deux groupes : roches felsiques et roches mafiques. Au total, pour l'ensemble des échantillons de la campagne 2018 de *Metal Earth* à Chibougamau, 6 standards et 8 duplicatas ont été insérés pour les échantillons felsiques, et 6 duplicatas et 5 standards pour les échantillons mafiques. Pour les échantillons felsiques, le standard utilisé est « ORCA-1 » (rhyolite). Le standard utilisé pour les échantillons mafiques est « LK-NIP-1 » (diabase). Ces deux standards ont été fournis par Geo Labs (Geoscience Laboratories). Les échantillons ont ensuite été envoyés à ALS Chemex pour effectuer une analyse roche totale (ICP-AES, fusion lithium-borate et ICP-MS). Le package analytique complet (méthodes et limites de détection) est donné à l'ANNEXE B.

Une fois les résultats reçus, la reproductibilité des analyses est vérifiée à l'aide des trois échantillons et de leur duplicata, pour lesquels l'intégralité des éléments traces et ETR ont été analysés. La Figure 1.13 montre que la corrélation entre chaque échantillon et son duplicata est acceptable. Le seul écart significatif observé concerne l'échantillon 0116AG01 : l'échantillon présente une forte anomalie positive en Eu tandis que son duplicata montre une faible anomalie négative. Cela reflète une variabilité chimique à petite échelle, qui est probablement due à la variabilité naturelle de la roche : un amas de plagioclase peut être à l'origine de la forte anomalie positive. Ainsi, l'anomalie en Eu n'est pas significative pour discriminer des groupes de roches dans le cadre de cette étude.

Les valeurs certifiées des matériaux de référence sont comparées avec les valeurs périodiquement acquises par ALS sur ces mêmes matériaux de référence afin d'évaluer l'exactitude des analyses lithogéochimiques (Figure 1.14). Les valeurs analysées pour les matériaux de référence ORCA-1 et LK-NIP-1 sont très proches des valeurs certifiées (moyenne des coefficients de corrélation de 0,9988 et de 0,9991 respectivement), à l'exception du Ti et du Pb dans le cas de

ORCA-1, et du Cs et du Pb pour LK-NIP-1. Ces éléments n'étant pas utilisés dans le cadre de cette étude, il n'a pas été nécessaire de les corriger.

Les traitements lithogéochimiques sont effectués à l'aide du logiciel Lithomodeleur. Le détail du formatage pré-traitement est donné à l'ANNEXE C. Les traitements nécessaires pour répondre aux objectifs sont effectués sur la base de données importée et configurée sous Lithomodeleur. Il s'agit tout d'abord de quantifier l'altération hydrothermale dans les échantillons afin de justifier l'utilisation des diagrammes utilisant les éléments majeurs. En effet, les éléments majeurs sont généralement mobiles durant les processus d'altération. Puis, les diagrammes de discrimination des séries magmatiques utilisant les éléments majeurs (TAS ; AFM) sont utilisés pour obtenir l'affinité des échantillons et valider les de terrain. Le diagramme de Ross et Bédard (2009), utilisant des éléments immobiles, permettra de valider l'affinité magmatique. Les différentes phases magmatiques ont été précisées à l'aide des diagrammes de Harker (concentration en un élément majeur en fonction de SiO_2) et du diagramme ternaire Na-Ca-K. Enfin, les diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR ont été utilisés afin d'identifier les différentes phases magmatiques, selon le fractionnement et le taux d'enrichissement de chaque échantillon et groupe d'échantillons. Les données lithogéochimiques ont également été utilisées pour tester l'appartenance de certaines phases à la série des TTG, selon les critères de Moyen et Martin (2012).

La norme CIPW (Cross et al. 1902) est utilisée afin de calculer les proportions idéales des minéraux magmatiques pour chaque échantillon, et ainsi les replacer dans le diagramme de Streckeisen (1976).

1.5.2.4 Analyses à la microsonde

Les analyses à la microsonde sont réalisées dans le but d'obtenir la chimie minérale des amphiboles, des chlorites, des feldspaths et des tourmalines.

Les données de chimie minérale permettent de répondre à plusieurs objectifs. Tout d'abord, la chimie des amphiboles permet de déterminer les conditions de pression et de température correspondant à la mise en place l'intrusion (amphiboles magmatiques) ou à un épisode

métamorphique postérieur (amphiboles métamorphiques). Ensuite, la chimie des chlorites permet d'évaluer la température des fluides hydrothermaux qui sont impliquée dans leur formation ainsi que celle du métamorphisme du faciès des schistes verts. La composition chimique des feldspaths permet de déterminer leur nature (feldspaths alcalins ou plagioclase ; nature des plagioclases), ce qui est primordial pour classer les roches. Enfin, la chimie des tourmalines permet de déterminer leur nature et de les comparer avec celles provenant d'autres gisements dont le contexte est connu, afin de préciser le modèle gîtologique auquel elles sont associées.

Deux jours d'analyses ont été effectués à l'Université McGill de Montréal, avec une microsonde « SXFiveFE field emission Electron Probe Micro Analyzer ». Les paramètres utilisés sont un voltage de 20 kV, un faisceau de 5µm et une intensité de 20 nA. La calibration a été réalisée à l'aide de matériaux de référence naturels et synthétiques pour les éléments analysés suivants : Mn (spessartine), Ba (orthoclase), Sr (feldspath-Sr), Cr (chromite), Fe (hématite), Ti (rutile), Na (albite), Cl (tugtupite), La (verre de silice dopé au La : Micro Analysis Company – La), et Mg (diopside). Pour les feldspaths, Si, Al et K ont été calibrés à l'aide de sanidine. Pour les amphiboles, les chlorites et les tourmalines, Si et Ca ont été calibrés avec le diopside de référence. L'erreur associée à l'analyse est de $\pm 1 \%$ (valeur mesurée divisée par la valeur du matériau de référence).

1.5.3 Application de la méthodologie à l'objectif 1 : documentation des phases magmatiques spatialement associées aux indices de Mo

Préalablement aux travaux de terrain, les travaux de compilation ont permis d'identifier les affleurements ainsi que les secteurs d'intérêt (c'est-à-dire où il est probable que des affleurements soient présents, grâce à de nouvelles coupes forestières par exemple).

Les travaux de terrain ont consisté à identifier et à répertorier les différentes phases magmatiques du CEJ, selon une classification basée sur les types de minéraux, leurs tailles, leurs proportions, ainsi que la texture et la couleur de la roche, le but étant d'obtenir une classification lithologique sur un maximum de sites non cartographiés. En particulier, l'indice Moly-Desgagné a fait l'objet d'une cartographie détaillée, car il s'agit d'un affleurement de bonne qualité constitué de plusieurs décapages, permettant de travailler sur les relations entre les différentes phases

magmatiques, la déformation, les épisodes métamorphiques et les minéralisations et altérations associées. Les échantillons ont en majorité été sélectionnés dans les zones les moins altérées afin de faciliter l'étude de pétrologie ignée.

Les indices de Mo sont typiquement associés à des processus minéralisateurs de faible profondeur (par exemple, les porphyres à Cu et Mo-Sn \pm W se forment généralement entre 2 et 5 km de profondeur ; Sillitoe 2010). On peut donc émettre l'hypothèse que le Mo ne peut être génétiquement lié à l'une (ou plusieurs) des phases du CEJ que si celle-ci s'est mise en place à faible profondeur. Afin de vérifier cela, une attention particulière est accordée à la présence de brèches hydrothermales et/ou de cavité miarolitiques, qui traduisent l'exsolution des fluides du magma, qui ne peut se faire qu'à faible profondeur (Candela 1997 ; Holm et Lux 1998). De même, l'identification d'une texture granophyrique (Candela 1997) ou de dykes à texture porphyrique de la même nature que l'intrusion indiqueraient une mise en place à faible profondeur. En effet, la différence de taille de grains dans les dykes implique que la matrice a refroidi rapidement plus rapidement que les phénocristaux, qui ont cristallisé en profondeur avant d'être transportés par le magma. Enfin, l'identification de brèches magmatiques pourrait indiquer un mécanisme de mise en place de type *stopping*. Les brèches sont constituées de morceaux de roches de l'encaissant et d'une matrice magmatique.

Les travaux de laboratoire débutent par une étude pétrographique en lames minces afin de vérifier la classification des phases intrusives, des enclaves et des dykes établie sur le terrain, à l'aide du diagramme de Streckeisen. L'étude des assemblages métamorphiques, de la texture des amphiboles et de leurs relations avec les autres minéraux permet également d'attribuer des faciès métamorphiques aux échantillons. Les analyses de type roche totale seront employées selon la méthode définie plus haut.

1.5.4 Application de la méthodologie à l'objectif 2 : définition des relations géométriques entre le CEJ et son encaissant

Définir les relations entre le CEJ et son encaissant revient à identifier et à caractériser la nature des contacts entre l'intrusion et les roches encaissantes, afin d'interpréter son mode de mise en

place. Définir ces relations implique également de tester l'hypothèse de Mueller et al. (1989) et de Tait (1992) selon laquelle le CEJ et la Formation des Vents sont co-magmatiques. Ainsi, la réponse à cet objectif repose principalement sur les travaux de terrain et la géochimie des roches.

Les travaux de compilation et de description des affleurements sont similaires à ceux effectués pour répondre à l'objectif 1. En outre, selon les cartes du SIGEOM, des morceaux d'encaissant sont inclus dans le CEJ (enclaves de grande taille ou rafts) et l'étude de ces zones permet de préciser la chronologie entre le CEJ et son encaissant. En effet, la nature et la position stratigraphique de ces enclaves (formations des Vents, de Chrissie, d'Obatogamau), donc leur âge, aura un impact sur l'interprétation des relations temporelles entre les unités de la région de Chibougamau-Chapais.

L'étude de la fabrique magmatique du CEJ et de sa relation avec la schistosité des roches encaissantes permet également de préciser sa chronologie de mise en place par rapport à un événement tectonique majeur, comme la déformation D2 de la période syntectonique. Par exemple, si le CEJ a enregistré la même déformation que les roches encaissantes (schistosité E-O pénétrative), alors il peut s'être mis en place avant l'épisode de compression majeur. Une absence de marqueurs de la déformation dans le CEJ ou une déformation moindre et/ou d'orientation différente de celle enregistrée par les roches encaissantes, indiqueraient respectivement que l'intrusion se serait mise en place après ou pendant la période syntectonique.

Les travaux de terrain impliquent également la caractérisation des contacts entre les phases du CEJ et son encaissant. Si le contact est rectiligne, net ou franc, ou que des dykes partent du CEJ et se prolongent dans l'encaissant, alors une auréole de métamorphisme de contact devrait être présente et sa minéralogie sera à caractériser. L'auréole pourrait ne pas être identifiable car rétrogradée au faciès des schistes verts par le métamorphisme régional, ce qui est souvent le cas dans le secteur d'étude (Mueller et al. 1989). Dans le cas d'un contact occupé par des brèches magmatiques, les lithologies présentes dans la zone de brèche seront identifiées (nature des minéraux, taille, textures). Enfin, dans le cas d'un contact faillé, il faudra mesurer l'épaisseur de la structure observée, son attitude ainsi que les linéations d'étirement.

L'étude pétrographique au microscope optique est menée de la même façon que pour l'objectif 1. Elle permet de vérifier la classification des lithologies établie sur le terrain par des observations microscopiques, d'attribuer des grades métamorphiques et d'évaluer la déformation et les altérations. Les noms et les affinités des phases intrusives et des autres lithologies seront déterminées selon la même méthode que celle décrite pour l'objectif 1.

Les analyses chimiques de type roche totale effectuées sur les 30 échantillons de l'étude permettront de discuter l'hypothèse du co-magmatisme entre le CEJ et la Formation des Vents. Si les échantillons ont des affinités similaires et qu'ils s'alignent dans les diagrammes TAS et de Harker, par exemple, cela indiquera un probable co-magmatisme entre les échantillons, c'est-à-dire que leurs différences chimiques peuvent être expliquées par un simple processus de cristallisation fractionnée. Des diagrammes multiéléments et des spectres d'ETR similaires (fractionnement et taux d'enrichissement) iraient également dans ce sens. Dans ce cas, il faudra tenir compte du processus de cristallisation fractionnée, qui peut modifier le taux d'enrichissement en éléments incompatibles. Les datations absolues de deux phases du CEJ vont permettre de replacer l'intrusion dans l'évolution de la région de Chibougamau (synvolcanique, syn- ou post-tectonique), et de préciser le lien génétique entre le CEJ et la Formation des Vents, ce qui est primordial pour le projet *Metal Earth*.

1.6 STRUCTURE DU MÉMOIRE

A la suite du présent chapitre, le chapitre 2 présentera la répartition des phases identifiées dans le CEJ durant les campagnes de terrain des étés 2018 et 2019, leurs relations de recoupement, ainsi que leurs caractéristiques pétrographiques macroscopiques et microscopiques. Puis, le chapitre 3 sera consacré à l'étude métamorphique et structurale réalisée dans le CEJ et sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné, qui sera appuyée par les résultats de chimie minérale. Le chapitre 4 abordera les caractéristiques lithogéochimiques des unités du CEJ. Puis, le chapitre 5 traitera des minéralisations et des altérations hydrothermales observées sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné. Enfin, une discussion générale sera présentée au chapitre 6, suivie des conclusions du présent projet de maîtrise dans une dernière section.

FIGURES DU CHAPITRE 1

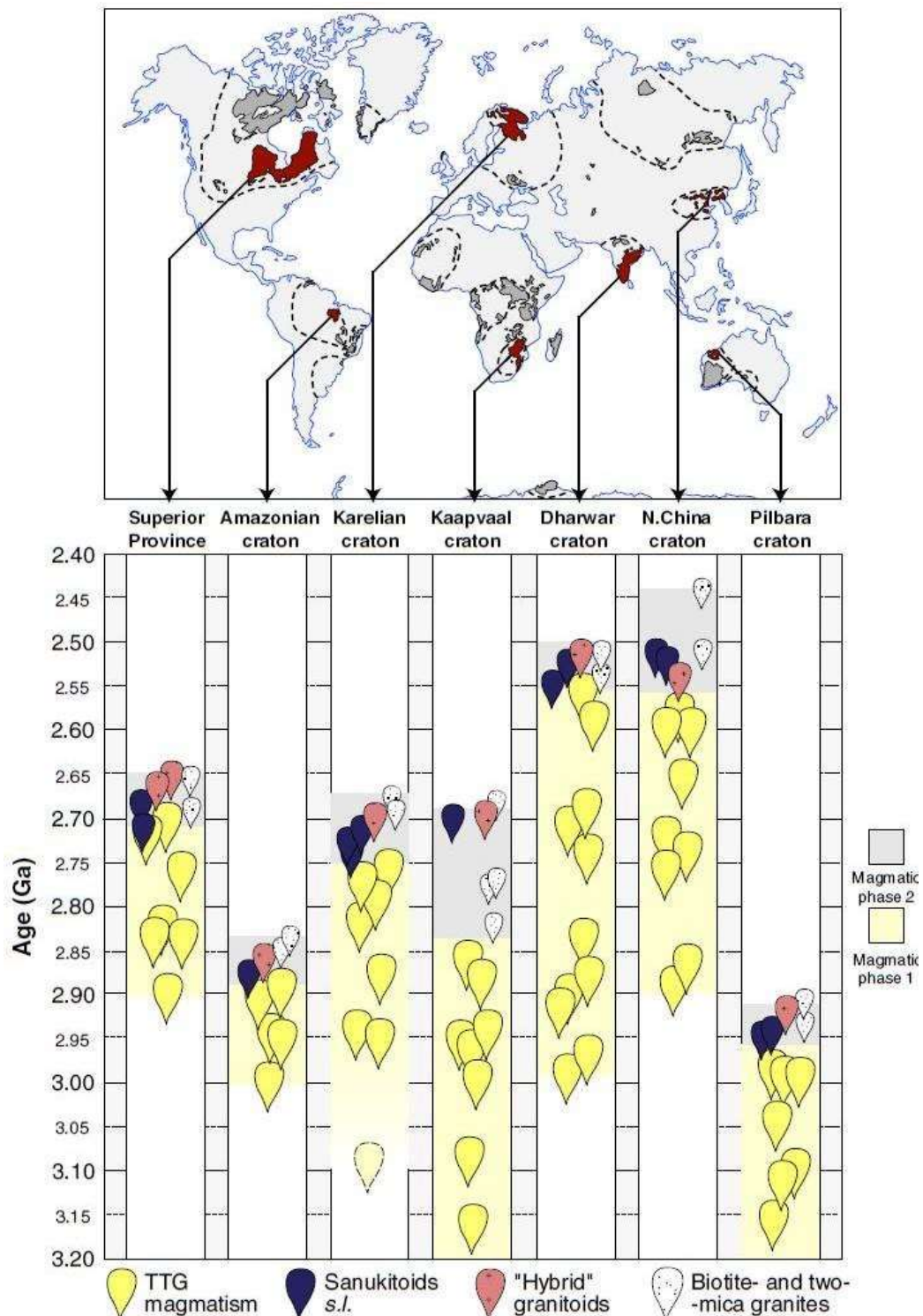


Figure 1.1 – Haut : carte de la distribution de la croûte archéenne (en gris) et des cratons où l'évolution des granitoïdes tardi-archéens est bien documentée (en rouge) ; bas : dans les cratons d'intérêt, distribution simplifiée des âges des intrusions pour les quatre groupes de granitoïdes tardi-archéens. La même séquence est répétée dans chaque terrain étudié : (1) longue période de mise en place des TTG ; suivie (2) d'une courte période de mise en place des autres types de granitoïdes (tiré de Laurent et al. 2014)

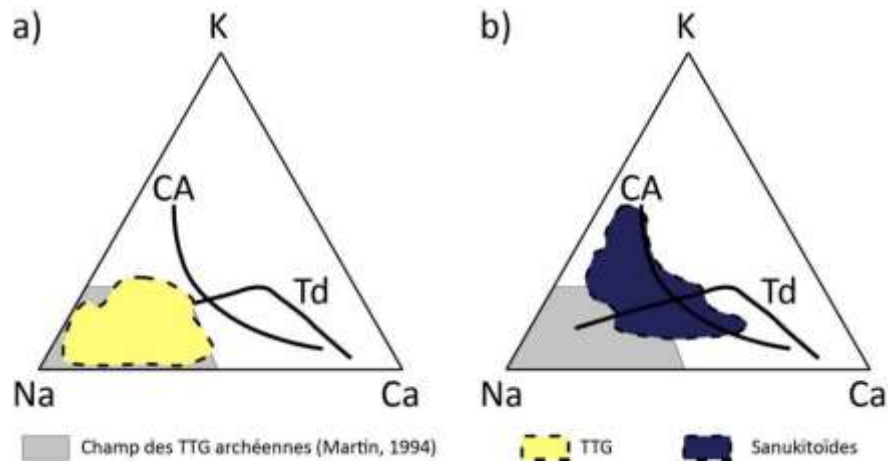


Figure 1.2 – Triangle K-Na-Ca représentant : a) les TTG ; et b) les sanukitoïdes (d'après Martin et al. 2005). Les courbes CE et Td correspondent respectivement aux séries calco-alkaline et trondhjemitique

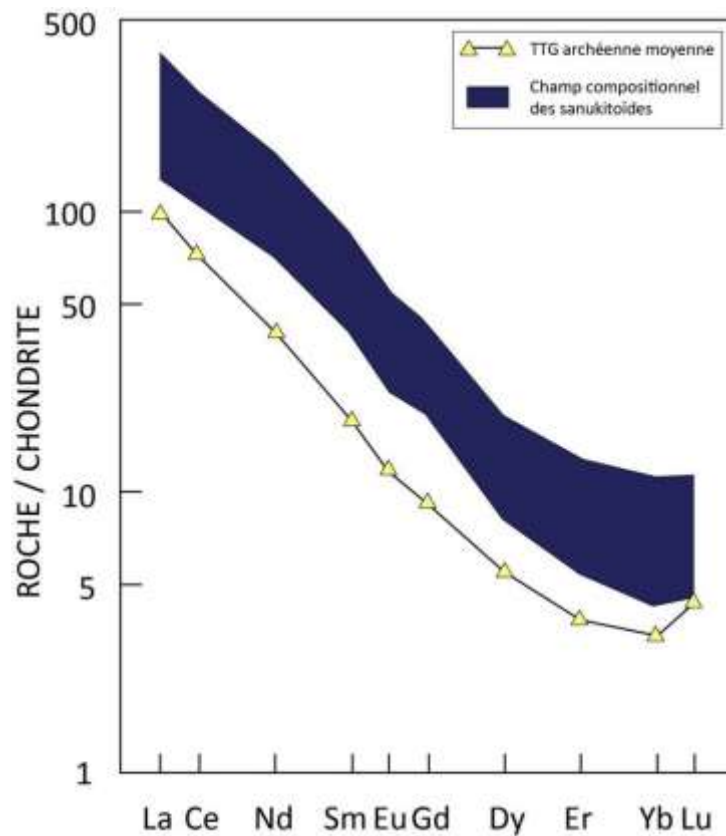


Figure 1.3 – Patron des ETR normalisé à la chondrite pour la moyenne des TTG archéennes moyennes et les sanukitoïdes. Les valeurs de normalisation sont de Masuda et al. (1973) et ont été divisées par 1.2 (d'après Martin et al. 2010)

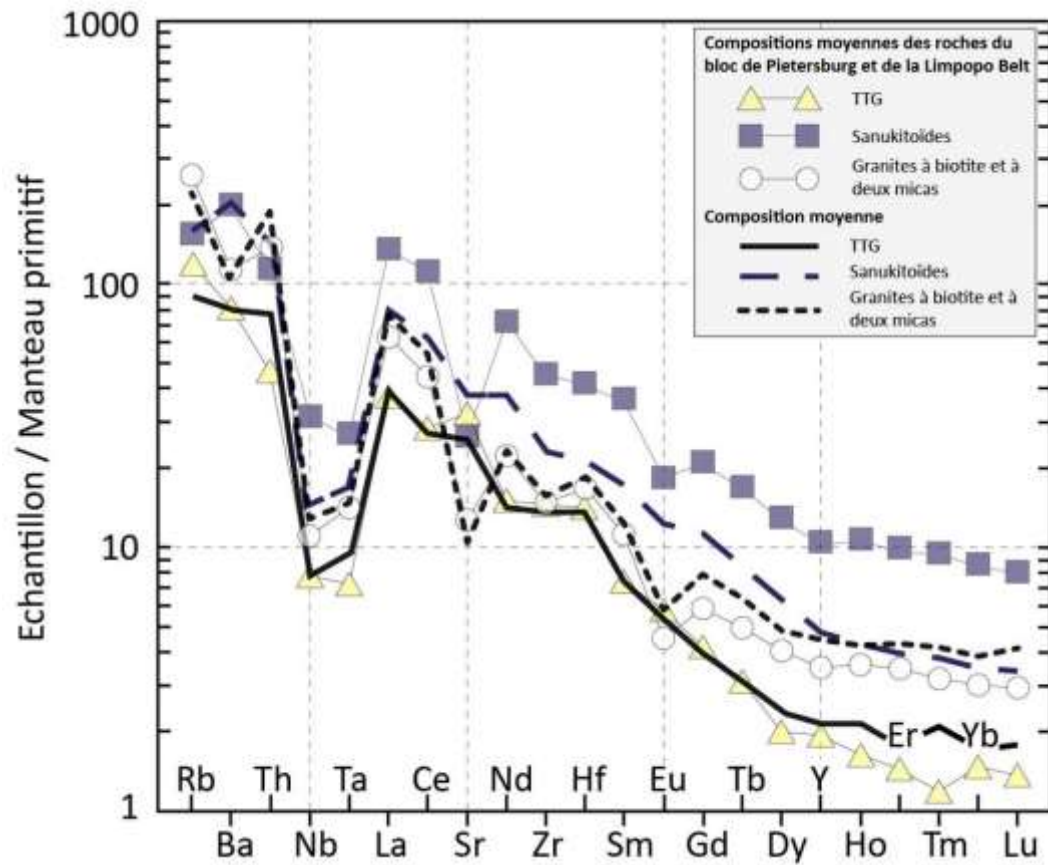


Figure 1.4 – Diagramme multiéléments de la composition moyenne de chaque groupe de granitoïdes, normalisée au manteau primitif (« Pyrolite Silicate Earth » de Mc Donough et Sun, 1995). Exemples du bloc de Pietersburg et de la « Limpopo belt » ainsi que d'autres données de la littérature (compilations de Martin et al. 2009 ; Moyen 2011 ; Moyen et Martin 2012), d'après Laurent et al. (2014)

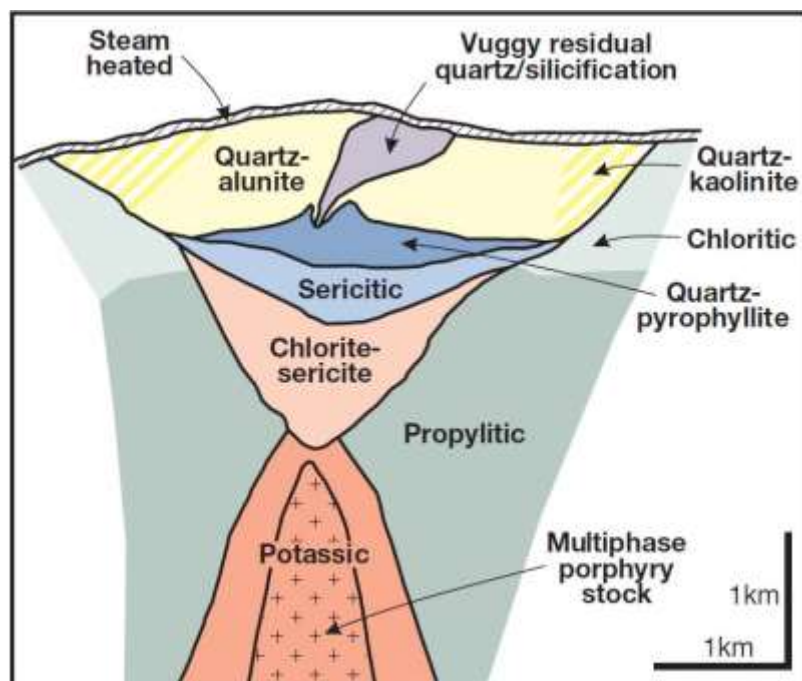


Figure 1.5 – Répartition de l'altération dans un système porphyrique cuprifère (Sillitoe 2010)

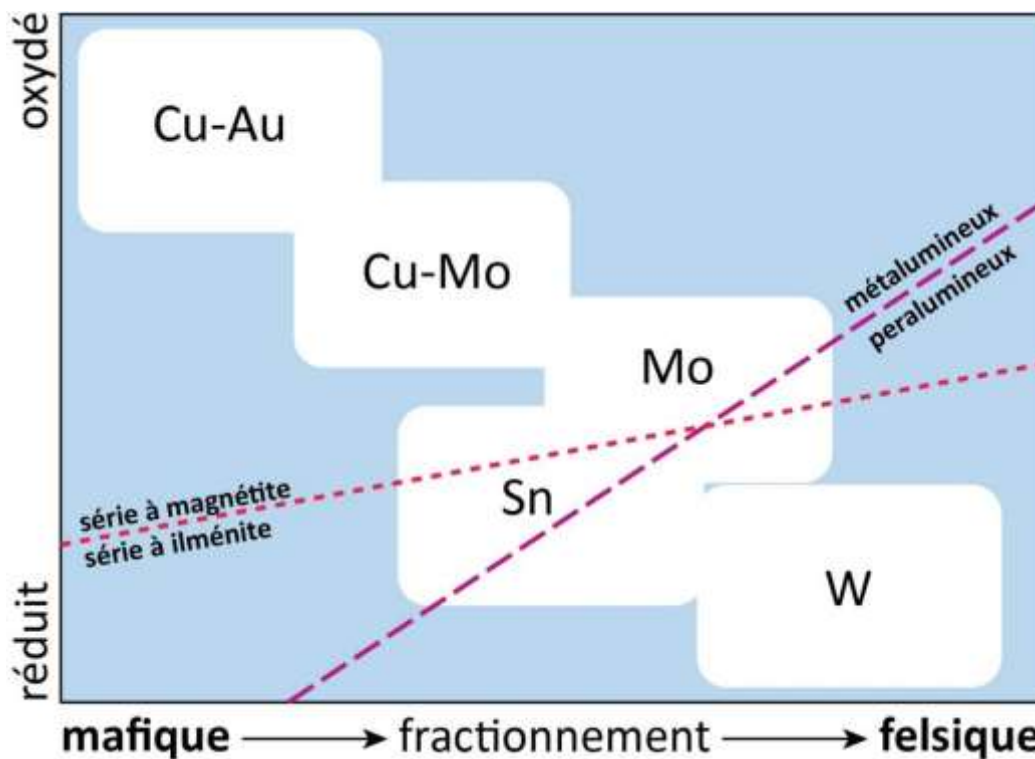


Figure 1.6 – Diagramme montrant les types de substances associées aux porphyres, selon l'état d'oxydation et le taux de différenciation du magma (d'après Hart 2007)

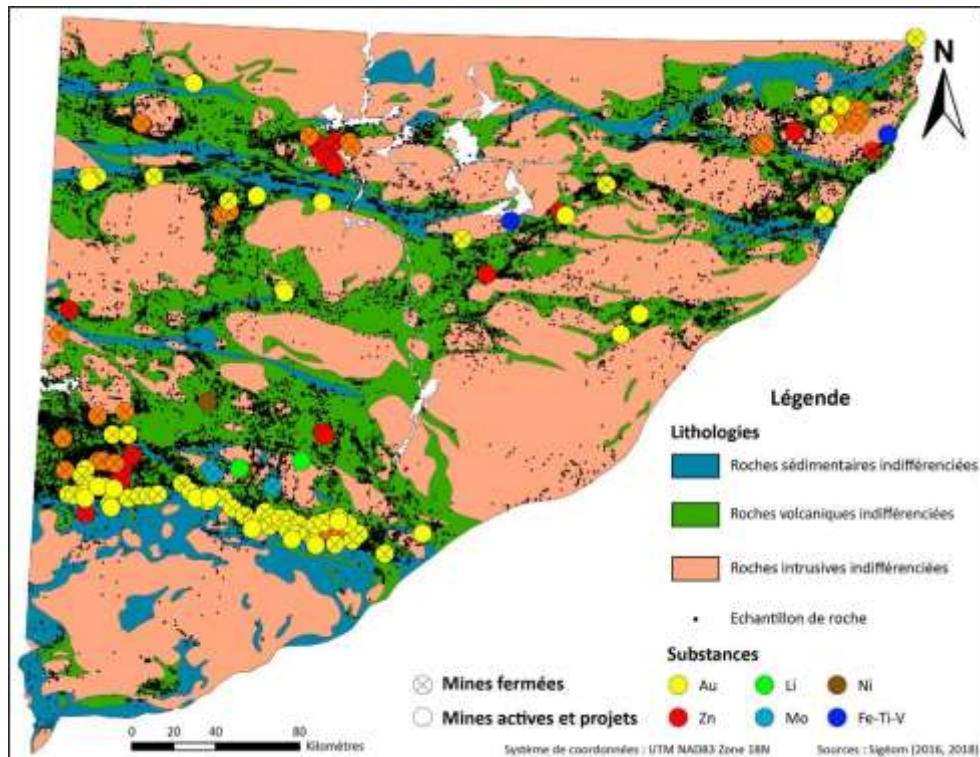


Figure 1.7 – Carte géologique simplifiée de la Sous-province de l'Abitibi montrant la répartition inégale de l'échantillonnage et les substances principales associées aux mines et aux projets. D'après SIGEOM (2016, 2018)

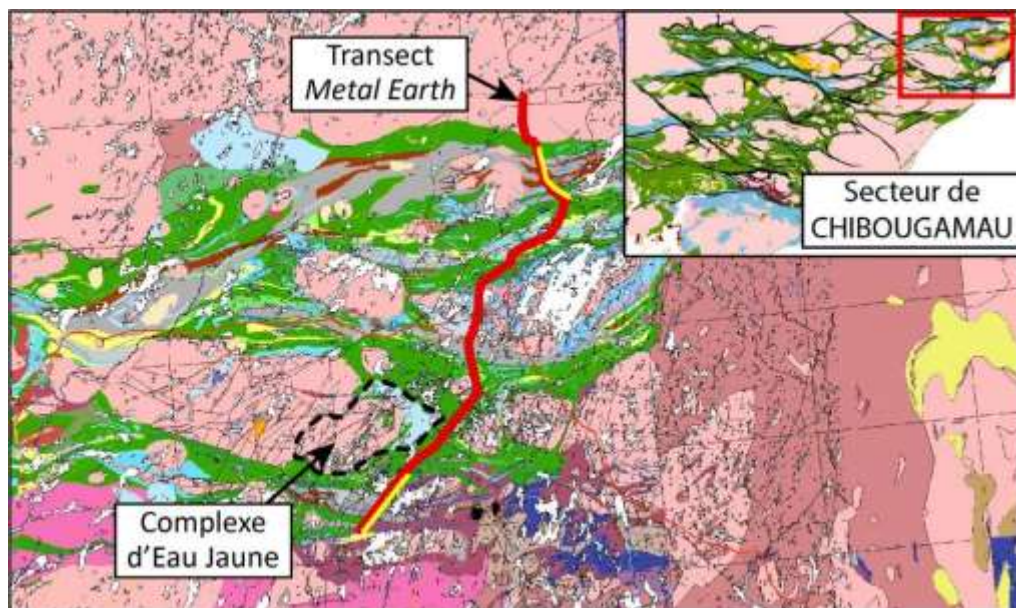


Figure 1.8 – Carte de localisation du secteur de Chibougamau dans la Sous-province de l'Abitibi (encart) et localisation du Complexe d'Eau Jaune par rapport au transect *Metal Earth* (modifié d'après Leclerc F. et Gibson H. à partir des données du SIGEOM (2016), présentation *Metal Earth* 2017)

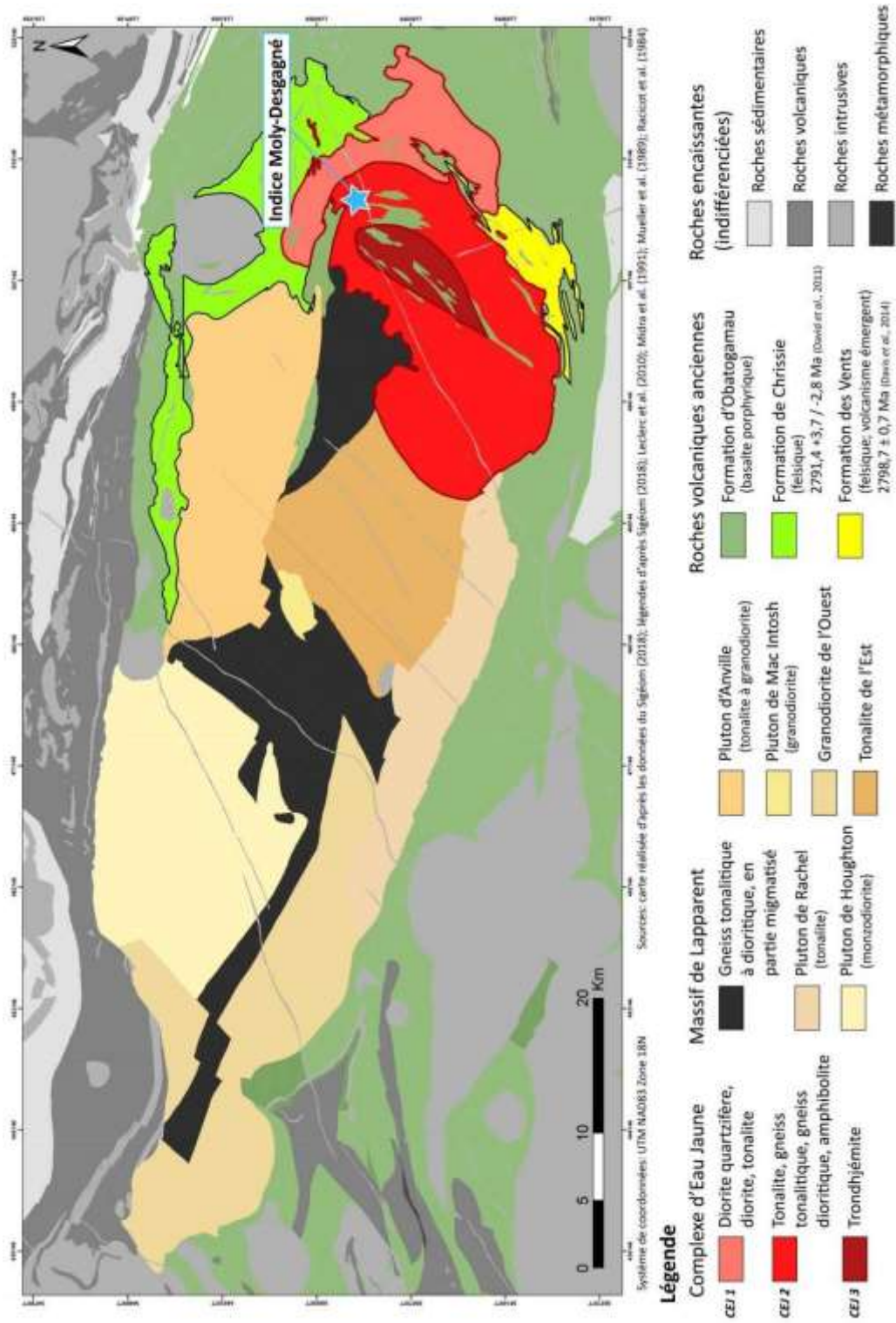


Figure 1.9 – Carte géologique simplifiée de la région du Complexe d'Eau Jaune

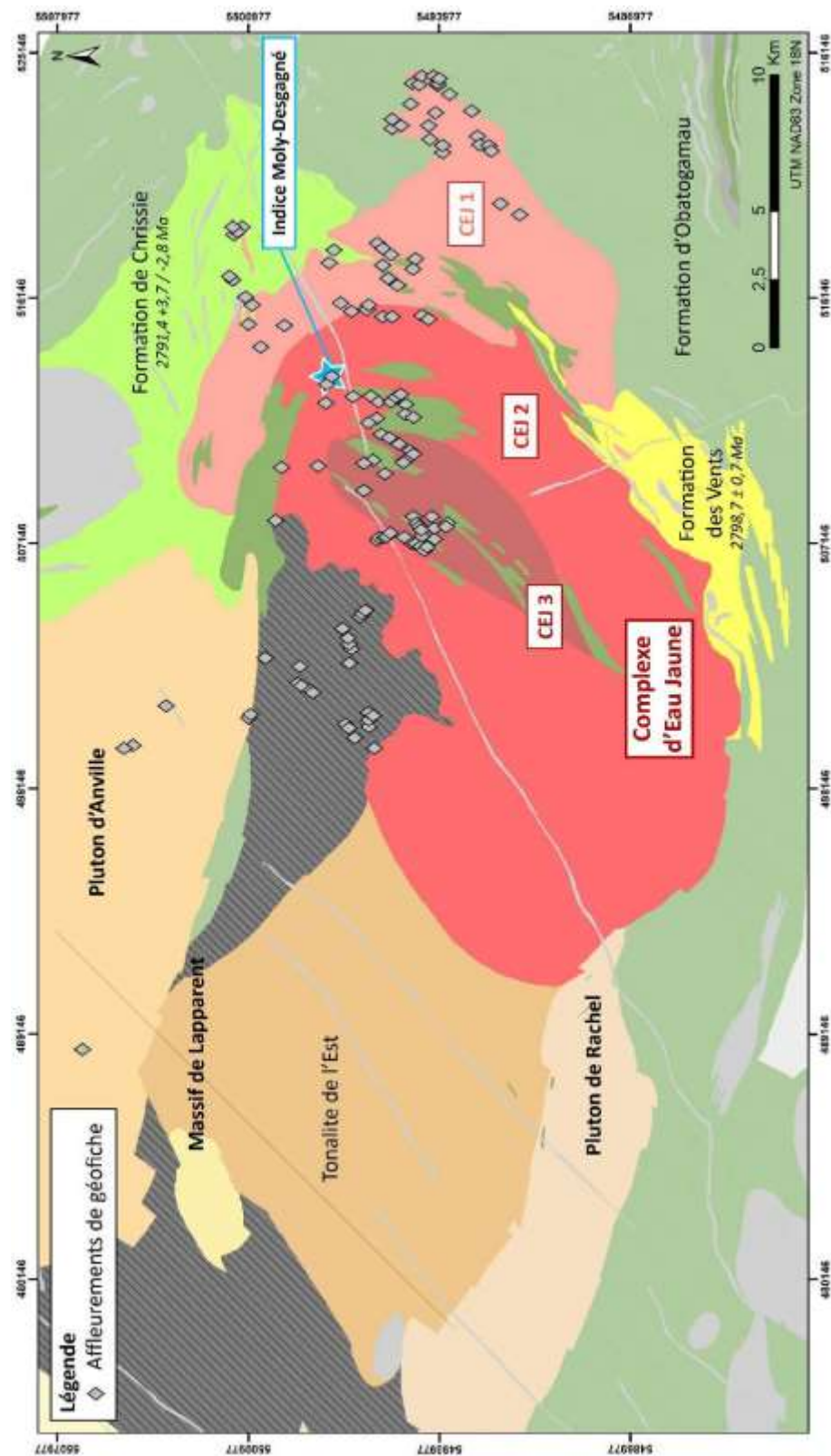


Figure 1.10 – Carte géologique simplifiée de la région du Complexe d'Eau Jaune et localisation des affleurements de géofiches du MERN dans le CEJ et l'est du Massif de Lapparent, réalisée à partir des données du SIGEOM (2018). Âges selon David et al. (2011) et Davis et al. (2014)

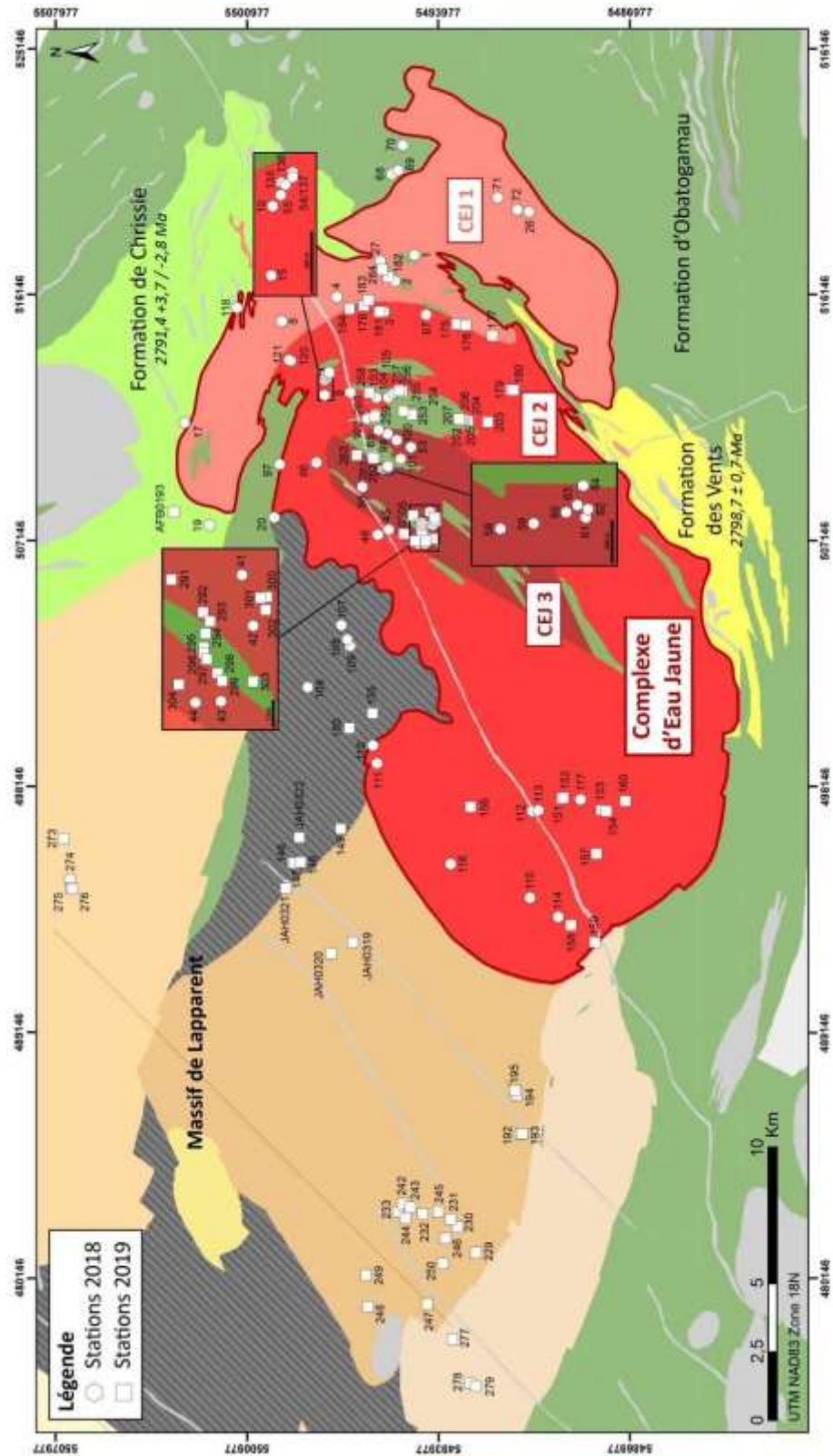


Figure 1.11 – Carte géologique simplifiée de la région du Complexe d'Eau Jaune et localisations des stations décrites, réalisée à partir des données du SIGEOM (2018). Âges selon David et al. (2011) et Davis et al. (2014)

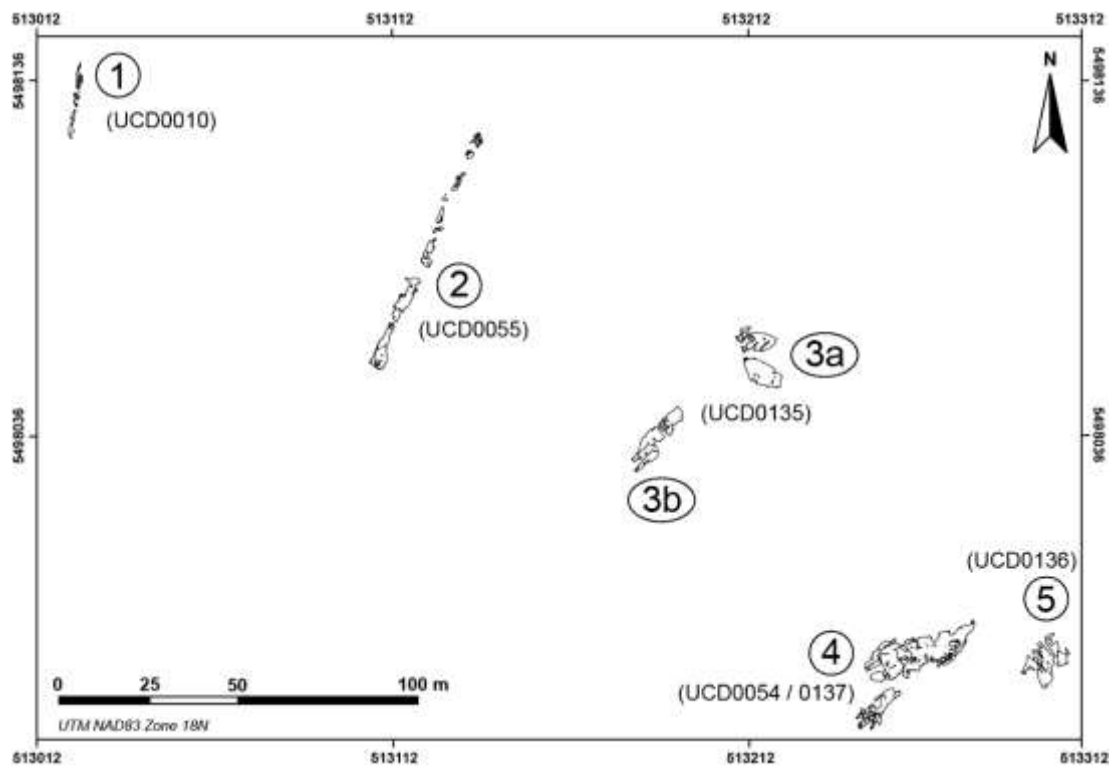


Figure 1.12 – Localisation des 5 décapages de l'indice Moly-Desagné

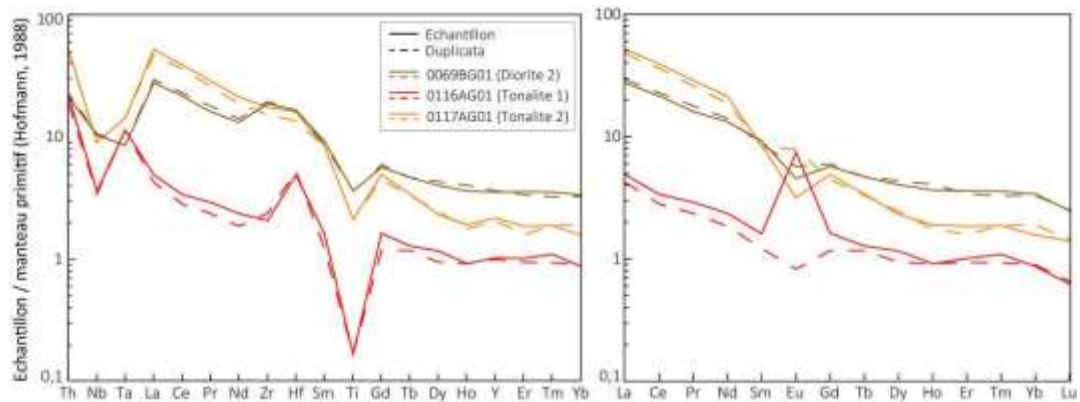


Figure 1.13 – Diagramme multiéléments (gauche) et patrons d'ETR (droite) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) pour les 3 échantillons et leur duplicata. Noter la variation de l'euprium (Eu)

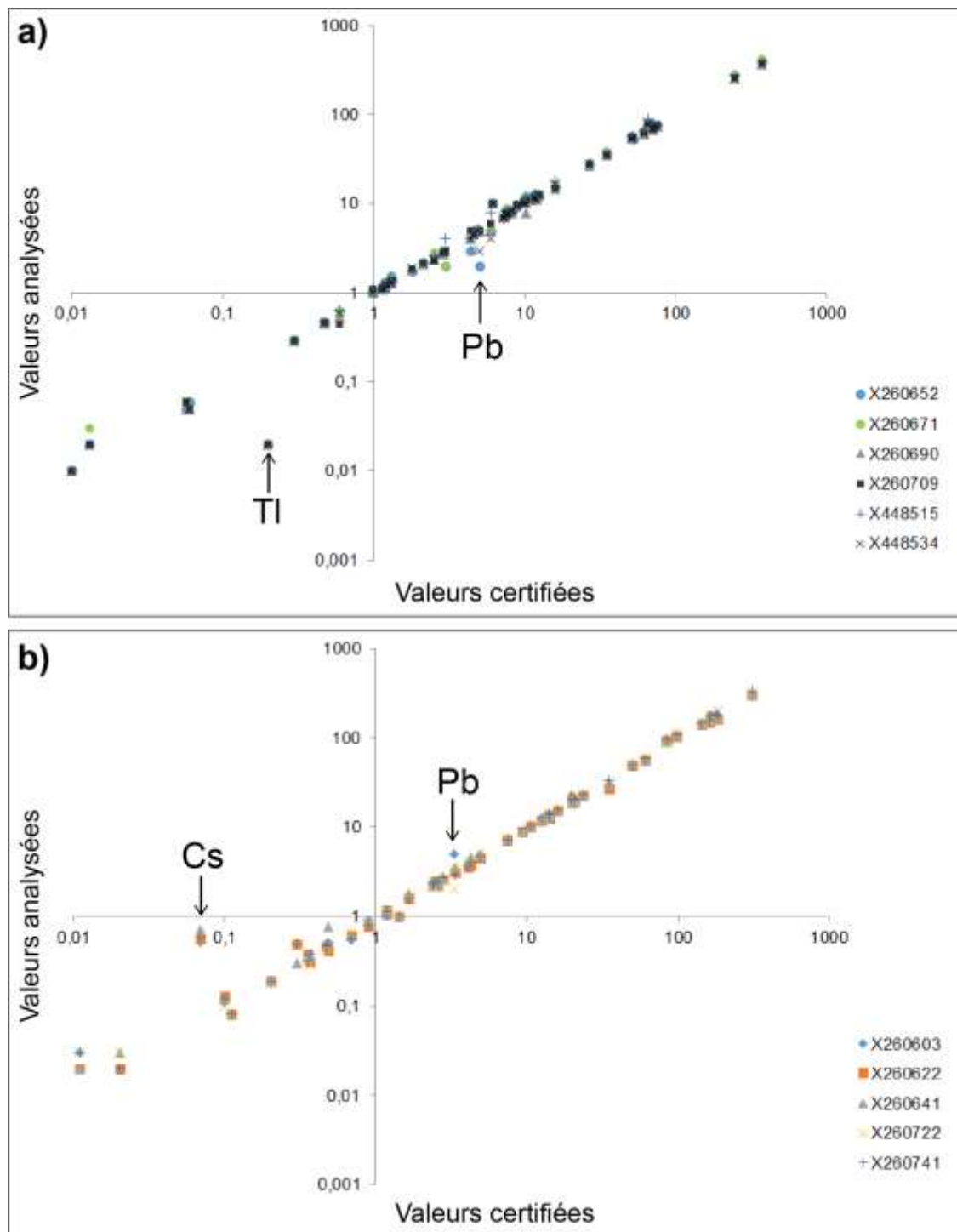


Figure 1.14 – Comparaison entre les valeurs certifiées des matériaux de référence et les analyses périodiques de ces matériaux de référence. a) ORCA-1 (6 analyses), utilisé pour les roches felsiques; b) LK-NIP-1 (5 analyses), utilisé pour les roches mafiques

Occurrence	Batholite de Preissac-Lacorne	Launay	Beattie	Setting Net Lake	Gîte MOP-II	Système de Tilly
Sous-province Norm intrusion	Abitibi Lacorne, Lamotte, Preissac, Moly Hill	Abitibi Granite de Launay	Abitibi Syénite de Beattie	Sachigo Non nommée	Abitibi Intrusion porphyrique (non nommée)	La Grande Granitoïde de Tilly et roches porphyriques (OFP)
Lithologie principale	Monzogranite	Granite à granodiorite	Syénite	Granodiorite-Qz monzonite	Tonalite	Tonalite à granodiorite
Âge absolu intrusion (Ma)	2683 ± 2630	Inconnu (entre 2718 ± 2 et 2612 ± 36)	2683,6 ± 1	2643 ± 1	X	2745,8 ± 0,8 (Tilly) 2740,3 ± 0,8 (OFP)
Relation à la CRV	Post-tectonique	Post-tectonique	Syntectonique	Syntectonique (fin)	X (syovolcanique ?)	X
Type d'intrusion de la CRV	Granite à Bt ou à 2 micas	Granite à Bt ou à 2 micas	Sauvitoïde	TIG (?)	TIG	TIG
Affinité	X	X	A	X	CA	CA
ASI	Peralumineux	X	Méta- à peralumineux	X	X	X
Mise en place	P = 3-5 kbar / T = 750-650°C Superficielle	< 3 km		X	X	X
Polyphasé	Oui	Non	Oui (texturale)	X	Non	Oui
Contact entre les phases	Fractures ; graduel ; non visible	X	Graduel (textures)	X	X	Non observés
Métamorphisme	SV ; amphibolites (contact)	X	SV	SV ; amphibolites (contact)	SV	SV
Minéralisation						
Style de minéralisation	Vn et vol dans les intrusions : Qz-Mo ; Qz-Ms- Mo ; Qz-Ms-Kfs-Mo	Diss. en bordure de l'intrusion (à l'intérieur)	Diss. ; stwk et zones de brèches	Vn Qz-Mo ; diss. (rare)	Vn et vol Qz-Au ; diss. et vol Crv ; vol Qz-Mo	Diss. dans le granitoïde et OFP ; brèches hydroth. ; stwk à vol et vol Qz-Mo
Signature métallique	Mo ; Bi ; Li ; Be ; Ta ; tellures	Mo ; Au ; Bi ; Fe	Au ; Ag ; As ; Te ; Cu ; Zn ; Pb ; Mo	Mo ; Cu ; F ; Fe ; Ti ; Zn	Au ; Cu ; Mo ; Fe ; Bi ; Ti ; Zn	Mo ; Cu ; Au ; Bi ; Zn ; Fe ; tellures
Principaux minéraux	Molybdénite ; columbite- tantalite ; tourmaline ; spodumène ; beryl	Molybdénite ; pyrite ; or	Molybdénite ; magnésite ; pyrite ; arsenopyrite ; magnésite ; limonite ; or ; électrum ; chalcopryrite ; molybdénite ; galène ; sphalérite ; marcasite	Molybdénite ; chalcopryrite ; Or ; ferromolybdénite ; fluorine et tourmaline (rares)	Molybdénite ; pyrite ; molybdénite ; rutile ; sphalérite	Molybdénite ; chalcopryrite ; pyrite ; or ; bornite ; chalcocite
Altération hydrothermale	Légère (autour des veines) albitisation ; potassique	Potassique ; métrique Albitique ; 10aines m	Potassique ; albitisation ; carbonatation	Albitisation ; propylitique ; phyllique (faible)	Phyllique à loc. potassique ; propylitique	Peu visible. Potassique ; phylliteuse non significative
Analyses						
Éléments majeurs	Oui	Oui	Oui	Oui	Oui (2 échantillons)	Oui
Éléments traces	Oui	Oui	Oui	Non	Oui (2 échantillons)	Oui
ETR	Oui	Oui	Oui	Non	Non	Oui
Références	Ducharme <i>et al.</i> , 1997 ; Mullis <i>et al.</i> , 1995a, 1995b ; Norman, 1945 ; Tanner <i>et al.</i> , 1998	Jébrak, 1992 ; Jébrak, et Doucet, 2002 ; Jébrak et Harnois, 1991	Bigot, 2012 ; Bigot et Jébrak, 2015 ; Bourdau, 2013 ; David et Jébrak, 2007 ; Davidson et Bigot, 1944 ; Legault et Lalonde, 2009	Avyès <i>et al.</i> , 1982 ; Nunes et Avyès, 1992 ; Wolfe, 1974 ; Wolfe, 1976	Lépine, 2009	Chapon, 2011 ; Chapon <i>et al.</i> , 2010

Abbréviations : A : alcalin ; Ag : argent ; As : arsenic ; ASI : Al-saturation index ; Au : or ; Be : béryllium ; Bi : bismuth ; Bt : biotite ; Ca : calcaire ; Ca-al : Ca-alcalin ; Cu : cuivre ; dis : dissolution ; F : fluor ; Fe : fer ; hydroth : hydrothermal ; Kfs : feldspathes potassiques ; Li : lithium ; Mo : molybdène ; Ms : muscovite ; P : pression ; Pb : plomb ; QFP : roches porphyriques à quartz et feldspaths ; Qz : quartz ; stmk : stockwerk ; SV : schistes verts ; T : température ; Ta : tantalite ; Te : tellure ; Ti : titane ; U : urane ; V : vanadium ; Vn : veines ; Vol : veinules ; Zn : zinc.

Tableau 1.2 – Résumé de la méthodologie et des objectifs associés

Objectif principal	Objectif spécifique	Méthodologie	Appareillage
Définir la chimie des différentes phases du CEJ et leurs relations avec les minéralisations en Mo	Documentation des phases magmatiques spatialement associées aux indices de Mo	Compilation des affleurements et des analyses disponibles sur la base de données du SIGEOM	Pré-terrain
		Cartographie des différentes phases du CEJ et échantillonnage	Terrain
		Cartographie détaillée des découpes de l'indice Moly-Desgagné et des environs, et échantillonnage	Terrain
		Analyses pétrographiques et minéralogiques	Microscope optique (UQAC) ; cathodoluminescence (LabMaTer, UQAC)
		Analyses lithogéochimiques et traitement	Roche totale (ALS, <i>Metal Earth</i>); logiciel Lithomodeleur (UQAC)
		Analyses <i>in situ</i> des amphiboles, des feldspaths et des chlorites (données de pression et de température)	Microsonde (Université McGill, Montréal)
		Analyses <i>in situ</i> des amphiboles et des feldspaths pour voir l'influence de leur contenu en ETR et éléments traces sur les analyses roche totale	Microsonde (Université McGill, Montréal) ; LA-ICP-MS (LabMaTer, UQAC)
		Analyses <i>in situ</i> des tourmalines pour comparaison avec d'autres gisements	Microsonde (Université McGill, Montréal) ; LA-ICP-MS (LabMaTer, UQAC)
Définir la géométrie du CEJ et le replacer dans la stratigraphie locale (<i>Metal Earth</i>)	Définition des relations géométriques entre le CEJ et son encaissant	Identification puis cartographie des affleurements clefs et échantillonnage	Terrain
		Analyses pétrographiques et minéralogiques	Microscope optique (UQAC) ; cathodoluminescence (LabMaTer, UQAC)
		Analyses lithogéochimiques et traitement	Roche totale (ALS, <i>Metal Earth</i>); logiciel Lithomodeleur (UQAC)
		Géochronologie (datation absolues des phases du CEJ)	<i>Metal Earth</i>

Tableau 1.3 – Critères d'estimation de la qualité des affleurements

Qualité d'affleurement
Vaut 5 points de base
-1 point si la surface est météorisée (altération modérée)
-2 points si la surface est météorisée (altération intense)
-1 point si l'affleurement est de petite taille (<10 m ²)
-1 point si la surface est plane

Tableau 1.4 – Indice d'anisotropie planaire (Daigneault 1996)

Indice d'anisotropie planaire	Critères
0	<ul style="list-style-type: none"> - Aucune empreinte de déformation ductile visible (absence de fabrique structurale) - Caractéristiques primaires des roches intactes
1	<ul style="list-style-type: none"> - Présence d'une faible fabrique corrélable d'un point d'observation à l'autre (type clivage à faible schistosité) - Développement hétérogène et localisé dans certaines portions de la roche - Caractéristiques primaires des roches bien préservées
2	<ul style="list-style-type: none"> - Fabrique généralement pénétrante et localement plus fortement développée (type schistosité ou foliation) - Orientation préférentielle notable des objets géologiques selon cette fabrique - Caractéristiques primaires des roches encore reconnaissables
3	<ul style="list-style-type: none"> - Fabrique très pénétrante fortement développée et omniprésente - Orientation préférentielle marquée des objets géologiques - Caractéristiques primaires encore reconnaissables mais partiellement occultées par l'empreinte structurale
4	<ul style="list-style-type: none"> - Fabrique fortement développée (type schistosité ou foliation submylonitique) - Caractéristiques structurales dominant sur les caractéristiques primaires qui ne sont que localement reconnaissables - Zone de déformation modérée à forte
5	<ul style="list-style-type: none"> - Fabrique intensément développée (type schistosité ou foliation mylonitique) - Oblitération totale des caractéristiques primaires - Zone de déformation intense

CHAPITRE 2

CARACTÉRISATION DES PHASES DU COMPLEXE D'EAU JAUNE

2.1 INTRODUCTION

2.1.1 Études macroscopiques et microscopiques

Ce chapitre présente les caractéristiques mégascopiques et microscopiques des différentes lithologies observées sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné et sur les affleurements du CEJ, ainsi que les relations de recoupement observées entre ces lithologies. Au total, 155 stations ont été décrites durant les campagnes de terrain des étés 2018 et 2019, ainsi que les décapages de l'indice Moly-Desgagné. Elles sont réparties dans l'extrémité ouest ainsi que dans la partie est du CEJ, la partie centrale n'étant pas accessible (dû à la présence de lacs). Des affleurements ont également été visités dans le secteur est du Massif de Lapparent, le Pluton d'Anville et le Pluton de Rachel, afin de mieux contraindre la limite ouest du CEJ (Figure 1.11 et Figure 1.12 ; Figure 2.1 à Figure 2.3 ; ANNEXE D). Une étude pétrographique a été menée sur 38 lames minces de 30 µm d'épaisseur (22 lames couvertes, 6 lames non couvertes et 10 lames polies) afin d'appuyer les observations de terrain. La cathodoluminescence a également été utilisée afin de compléter ces observations.

Les études macroscopiques et microscopiques montrent que le CEJ est constitué d'au moins deux phases dioritiques et quatre phases tonalitiques (Figure 2.4). Ces phases sont recoupées par des dykes d'aplite, des dykes felsiques et des dykes de pegmatite. Elles contiennent également des enclaves de roches mafiques métamorphisées au faciès des amphibolites. Ce chapitre décrit les relations de recoupement entre les différents ensembles lithologiques ainsi que leurs caractéristiques. Lorsque des amphiboles sont présentes, il s'agit de déterminer si elles sont d'origine magmatique ou métamorphique : ces informations seront utilisées au CHAPITRE 3 afin de calculer les conditions de pression et de température à l'aide des géothermobaromètres appropriés.

2.1.2 Méthodologie pour la détermination des plagioclases

En microscopie optique, les macles observées en lumière polarisée analysée (LPA) ont été utilisées pour estimer les proportions modales de feldspaths alcalins, de microcline et de plagioclases. Les feldspaths alcalins sont identifiés par la macle de Carlsbad ou une teinte de polarisation unie (gris du 2^{ème} ordre) ; les microclines sont identifiés par la macle polysynthétique péricline-albite, dite en tissus écossais. Les plagioclases sont identifiés grâce à la macle polysynthétique de l'albite. Il est important de préciser que cette méthode peut être imprécise : les estimations des pourcentages de feldspaths alcalins et de plagioclases peuvent être légèrement faussées, car certains plagioclases peuvent également présenter une macle de Carlsbad et non une macle polysynthétique. Les analyses *in situ* à la microsonde seront utilisées par la suite afin de vérifier la chimie de ces minéraux.

La composition des plagioclases (albite-anorthite) est estimée à l'aide de la méthode des angles d'extinction de la macle des plagioclases de Michel-Lévy (Kerr 1959 ; Nesse 2000). Toutefois, il existe une incertitude sur la composition pour les angles d'extinction inférieurs à 20°. De 0° à 12°, il s'agit d'oligoclase (An₁₀ à An₃₀), tandis qu'un angle d'extinction de 12° à 20° correspond soit à de l'albite (An₀₋₁₀), soit à de l'andésine (An₃₀₋₃₈).

2.2 RELATIONS DE RECOUPEMENT ENTRE LES PHASES

Treize lithologies distinctes ont été identifiées au cours des travaux de terrain des étés 2018 et 2019. Les tonalites 1 et 2 couvrent à elles seules plus de 50 % de la surface cartographiée. La diorite 2 représente environ 20 % de la superficie, les phases centrales 1 et 2 environ 5 à 7 % chacune, tandis que les enclaves de roches mafiques ne recouvrent que 5 à 7 % de la surface. La diorite 1, les dykes d'aplite, de pegmatite, de pegmatite bréchifiée et les dykes felsiques tardifs représentent quant à eux des lithologies mineures (moins de 1 à 2 %). Des relations de recoupement entre ces phases ont été observées sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné ainsi que dans d'autres secteurs du CEJ. Elles sont respectivement résumées dans les Tableau 2.1 et Tableau 2.2.

Les décapages de l'indice Moly-Desgagné constituent un secteur privilégié afin de documenter les relations entre les phases, puisque sept des treize lithologies répertoriées dans le CEJ y ont été identifiées. Les relations de recoupement permettent d'établir la chronologie relative suivante, du plus précoce au plus tardif : 1) enclaves de roches mafiques ; 2) diorite 1 ; 3) diorite 2 ; 4) tonalite 2 et injections de tonalite ; et 5) injections « bréchiques », aplite et dykes felsiques tardifs. L'absence de relations de recoupement entre ces trois dernières lithologies ne permet pas de les classer chronologiquement les unes par rapport aux autres. Les décapages critiques utilisés pour établir les relations de recoupement sont les décapages 3a, 4 et 5, qui sont présentés respectivement à la Figure 2.1, à la Figure 2.2 et à la Figure 2.3. Les cartographies de détail des décapages 1, 2 et 3b sont présentées en ANNEXE D.

Les relations de recoupement observées ailleurs dans le CEJ confirment celles identifiées sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné et complètent la chronologie relative de mise en place des différentes lithologies (Figure 2.5 a, b et c). La chronologie relative de mise en place des phases du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent est donc, du plus précoce au plus tardif : 1) roches mafiques ; 2) diorite 1 ; 3) diorite 2 ; 4) tonalites 1 et 2 ; puis 5) phases centrales 1 et 2. Aucune relation n'est observée entre les dykes d'aplite, de pegmatite, les injections « bréchiques » et les dykes felsiques tardifs. Les relations de recoupement avec les autres roches indiquent qu'elles sont plus récentes que les roches mafiques et les diorites 1 et 2, et donc plus récentes ou contemporaines aux tonalites 1 et 2 et/ou aux phases centrales 1 et 2. Aucune relation de recoupement n'a été observée entre la tonalite 1 et la tonalite 2, ainsi qu'entre la phase centrale 1 et la phase centrale 2, ce qui ne permet pas de les replacer chronologiquement l'une par rapport à l'autre. De même, aucune relation n'a pu être observée entre les plutons d'Anville et de Rachel et le CEJ. On notera uniquement la présence d'enclaves de roches mafiques dans le Pluton de Rachel. La synthèse de la chronologie relative de mise en place des phases est présentée à la Figure 2.6.

2.3 PHASES INTRUSIVES DU CEJ

Cette section vise à décrire les différentes phases intrusives majeures présentées ci-dessus, en se basant sur les observations de terrain ainsi que sur les observations en microscopie optique. Les

phases qui seront décrites ici sont donc : 1) les diorites 1 et 2 ; 2) les tonalites 1 et 2 ; et 3) les phases centrales 1 et 2.

2.3.1 Diorites

2.3.1.1 Diorite 1

La diorite 1 est une diorite à quartz et à grains grossiers uniquement observée sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné. De patine grise et d'une couleur gris sombre à la cassure, la diorite 1 est composée d'environ 40 à 50 % de feldspaths blancs subautomorphes mesurant de 0,5 à 2 mm. Ils sont soit isolés, soit en amas, et sont entourés de minéraux ferromagnésiens altérés en chlorite (10 à 15 %), donnant localement une teinte vert foncé à cette roche (Figure 2.5 d). Quelques grains de quartz de taille inférieure à 1 mm peuvent être observés localement (moins de 5 %).

En lames minces, la diorite 1 contient environ 30 à 40 % de grains de quartz mesurant de 0,1 à 0,5 mm. Ils sont prismatiques ou forment des sous-grains, indiquant une recristallisation (Figure 2.5 e). Ces grains ne sont pas distinguables macroscopiquement et constituent la matrice des autres minéraux. Les feldspaths (30 à 50 %) sont très altérés. Ils sont souvent remplacés par des baguettes de micas blancs (séricite), ce qui ne permet pas toujours d'estimer les proportions de feldspaths alcalins versus de plagioclases (Figure 2.7). Les rares macles visibles indiquent que les plagioclases sont de l'andésine et de la labradorite (Figure 2.8). Des cristaux d'épidote fracturés sont identifiés dans chacune des lames. Les épidotes sont subautomorphes et ont parfois un cœur d'allanite, ce qui traduit leur origine magmatique (Zen et Hammarstrom 1984). Des minéraux d'altération sont également présents en plus faibles proportions (moins de 20 %). Les carbonates forment des grains interstitiels (5 à 15 %), tandis que les chlorites (7 à 15 %) forment des baguettes interstitielles ou en produit d'altération (remplacement) des amphiboles, qui contiennent quelques grains d'apatite. Dans les deux cas, ces minéraux traduisent une circulation de fluides hydrothermaux de moyenne température (200 – 350 °C), compatibles avec le faciès métamorphique des schistes verts.

2.3.1.2 Diorite 2

La diorite 2 constitue un faciès à grains fins sur l'indice Moly-Desgagné (grains de 0,3 à 0,7 mm ; Figure 2.5 f). Elle est également retrouvée dans toute la partie est du CEJ, mais présente une granulométrie plus grossière (jusqu'à 1 à 3 mm ; Figure 2.5 g). Les feldspaths sont de couleur blanche et forment des grains subautomorphes isolés et/ou des amas. Ils sont entourés de baguettes d'amphiboles auxquelles se mêlent des cristaux de feldspaths plus petits (< 0,5 mm). Quelques grains de quartz (1 à 3 %) de taille inférieure à 0,5 mm sont également visibles à proximité des feldspaths.

L'étude microscopique de 5 échantillons de diorite 2 montre qu'ils contiennent moins de quartz que la diorite 1 (8 à 32 %). Ici encore, le quartz a une extinction roulante et forme des amas de grains et de sous-grains prismatiques de taille inférieure à 0,3 mm, indiquant de la recrystallisation. Il est parfois étiré et occasionnellement interstitiel (lame D072A1). Les proportions de feldspaths alcalins et de plagioclases n'ont pas pu être estimées en raison de leur séricitisation avancée (35 à 50 % au total ; Figure 2.7). Ils contiennent des inclusions de quartz, et les rares macles visibles indiquent que les plagioclases sont de l'andésine et de la labradorite (Figure 2.8). Dans les lames D069B1 et D072A2, les feldspaths ne sont pas jointifs et sont contenus dans une matrice plus fine composée de grains de quartz et d'amphiboles alignés et étirés (Figure 2.5 h). La déformation est localement soulignée par des yeux de feldspaths. Dans les 3 autres lames minces, les cristaux de feldspaths sont jointifs et s'interpénètrent. Les cristaux de hornblende verte (jusqu'à 10 %) s'interpénètrent avec les feldspaths, indiquant une origine magmatique plutôt que métamorphique. Les inclusions de quartz de forme globuleuse présentes dans les hornblendes vertes traduisent une absence de recrystallisation. Les amphiboles sont également retrouvées en inclusions dans des feldspaths. De l'actinote et de la trémolite (jusqu'à 5 %) sont observées dans les bordures et les clivages des hornblendes vertes, indiquant leur déstabilisation par un fluide. La présence de chlorite sous forme de grains interstitiels, de veinules, et entourant les feldspaths et les amphiboles, est un autre indice de la circulation de fluides hydrothermaux de moyenne température (200 – 350 °C). La chlorite est également présente en tant que produit d'altération des biotites et des amphiboles. Enfin, on observe des grains de carbonates interstitiels (0 à 5 %), associés à la chlorite (0 à 35 %).

Comme pour la diorite 1, la diorite 2 contient des cristaux d'épidote fracturée contenant un cœur d'allanite, indiquant que l'épidote est d'origine magmatique. L'épidote est parfois présente en tant qu'inclusions dans les plagioclases.

Des observations en cathodoluminescence ont été réalisées afin de faire ressortir les apatites, qui sont difficiles à distinguer dans la diorite 2 en raison de leur petite taille et des teintes de polarisation similaires à celles du quartz. Ces observations montrent que les apatites, de dimensions variant entre 0,1 et 0,3 mm, sont situées en bordure des amphiboles (lame D069C2) et représentent moins de 2 % des minéraux.

2.3.2 Tonalites

2.3.2.1 Tonalite 1

Le faciès tonalitique 1 est majoritairement retrouvé dans la partie ouest du CEJ, bien que deux stations situées dans la partie est contiennent également ce faciès. Il semble également s'étendre en-dehors des limites du CEJ telles que définies par le MERN, puisque cette lithologie est également observée dans l'est du Massif de Lapparent, jusqu'à environ 15 km à l'ouest de l'interprétation actuelle de la position du CEJ (Figure 2.4). Cette roche a une granulométrie moyenne (0,7 à 3 mm en général). Elle est composée de feldspaths subautomorphes, de 10 à 20 % de biotite ainsi que de 25 à 35 % de grains de quartz et de moins de 2 % de baguettes d'épidotes. Deux sous-ensembles de tonalite 1 peuvent être distingués selon la teinte de la roche, la différence de teinte semblant être due à la circulation de fluides hydrothermaux. La tonalite 1a est de couleur beige blanchâtre, parfois légèrement rosée, et constitue la tonalite 1 fraîche. La tonalite 1b prend une teinte rosée et vert sapin à la cassure (Figure 2.9 a). La teinte rosée correspond à de l'hématite tandis que la teinte verte est liée à la chloritisation de la biotite. La tonalite 1a montre souvent une texture porphyrique, où des cristaux de feldspaths sont entourés par un réseau de quartz gris (Figure 2.9 b). La tonalite 1 contient fréquemment des feuillets de micas blancs, et la présence de poches pegmatitiques à quartz et feldspaths est courante, contrairement aux autres phases identifiées dans le CEJ (Figure 2.9 c). Ces zones de pegmatites correspondent à un changement de texture de la roche plutôt qu'à l'injection d'une autre phase.

Les observations microscopiques ont uniquement été effectuées sur les tonalites 1a. Elles montrent que ces roches contiennent entre 30 et 50 % de quartz et 30 à 50 % de feldspaths, qui sont majoritairement représentés par la microcline (30 à 40 % de la roche ; Figure 2.10). La microcline est automorphe et mesure de 0,5 à 3 mm. Les textures perthitiques sont fréquentes et des myrmékites sont parfois observées au contact entre la microcline, ou parfois les autres types de feldspaths alcalins et le quartz (Figure 2.9 d). Les feldspaths sont peu altérés, sauf ceux de la lame D027A1 où la séricite ne permet pas d'estimer les proportions des différents feldspaths. Toutefois, il est possible de distinguer des feldspaths alcalins présentant des zonations oscillatoires soulignées par l'altération préférentielle de certaines zonations de croissance (Figure 2.9 e). Les feldspaths alcalins semblent être plus abondants et plus grands que les plagioclases (labradorite à andésine ; Figure 2.8). On observe des cristaux d'épidote magmatique, parfois à cœur d'allanite, qui sont soit interstitiels aux autres minéraux, soit en inclusions dans les feldspaths. Le quartz forme généralement des sous-grains prismatiques, indiquant une recristallisation. Cette dernière est moins marquée pour la lame D116A1, qui ne contient pas de minéraux d'altération. Au contraire, les 2 autres lames contiennent des carbonates associés à des micas blancs, qui forment des veinules (remplissage de fractures) ou sont disséminés dans la matrice.

2.3.2.2 Tonalite 2

Les stations où de la tonalite 2 a été observée sont principalement situées dans la partie ouest du CEJ. Dans l'est du complexe, cette tonalite se trouve directement à l'ouest des stations où affleurent les diorites 1 et 2, incluant les décapages de l'indice Moly-Desgagné (Figure 2.4). A l'affleurement, la tonalite 2 a une patine plus claire que la tonalite 1 et a généralement une granulométrie plus grossière (1 à 4-5 mm). Elle est composée de cristaux de feldspaths, avec d'occasionnels grains porphyriques pouvant atteindre 5 à 6 mm de long. Le quartz forme des grains gris interstitiels (20 à 30 %). La biotite forme de petits amas (1 à 3 mm) entre les cristaux de quartz et de feldspaths (10 à 15 %).

Cinq des dix lames minces de tonalite 2 proviennent des décapages de l'indice Moly-Desgagné et témoignent d'une altération par un fluide hydrothermal. Les autres lames minces proviennent de

la partie ouest du CEJ et d'une enclave de tonalite 2 située dans la phase centrale 1, et seront décrites dans un premier temps.

Les observations microscopiques montrent que la tonalite 2 contient en moyenne 20 à 30 % de quartz et que les feldspaths représentent environ 50 à 60 % des minéraux (Figure 2.10). Le quartz est retrouvé en amas ou en grains interstitiels, parfois en fines inclusions (moins de 0,2 mm) dans les feldspaths. Les feldspaths sont des feldspaths alcalins, dont de la microcline (1 à 2 %), et des plagioclases (3 à 40 %) légèrement séricitisés. L'observation des macles indique que les plagioclases ont une composition de type andésine à labradorite. Il est possible que quelques plagioclases soient de l'albite, qui pourrait dans ce cas avoir une origine métamorphique (Figure 2.8). Les feldspaths sont automorphes et se présentent sous forme d'amas de cristaux imbriqués ou isolés. Les plus gros cristaux ont un cœur séricitisé ainsi qu'une zonation oscillatoire soulignée par de la séricite. Lorsque présente, la hornblende verte (0 à 10 %) est d'origine magmatique. Elle est automorphe à subautomorphe, d'une taille similaire à celle des autres minéraux (~ 0,7 à 2 mm), et s'interpénètre avec les feldspaths et la biotite. Elle peut aussi contenir des inclusions de biotite, de quartz et de feldspaths. De l'actinote et de la trémolite secondaires se forment généralement sur le pourtour des hornblendes. Des biotites sont altérées en chlorite, comme l'indiquent les zircons et leur halo pléochroïque. Ces éléments sont compatibles avec la circulation de fluides hydrothermaux dans des conditions du faciès des schistes verts. Des cristaux d'épidote magmatique sont observés en inclusion dans la biotite, et celle-ci peut également former des inclusions dans l'épidote. La cathodoluminescence (lame D0108B1) met en évidence moins de 2 % d'apatites de petite taille (< 0,3 mm), disséminées entre les grains de feldspaths et dans des amphiboles.

Le quartz observé sur les lames minces provenant de l'indice Moly-Desgagné forme des sous-grains prismatiques de 0,1 à 0,7 mm, indiquant une recristallisation (Figure 2.9 g). Ils sont parfois alignés sous l'effet d'une foliation associée à la déformation. La déformation est également marquée par des yeux de feldspaths, un alignement de chlorites (lame D135A1) et des macles polysynthétiques de plagioclases tordues (lame D054B1). Les plagioclases sont de l'andésine et de la labradorite (Figure 2.8). Les 5 lames montrent des cristaux d'épidote fracturée avec parfois un

cœur d'allanite, ce qui confirme leur origine magmatique. L'altération est principalement marquée par la séricitisation des feldspaths. Ils représentent environ 40 à 60 % des minéraux de chaque lame, mais seule la lame D135A2 permet de distinguer les feldspaths alcalins (35 %) des plagioclases (12 %). Dans les 5 lames, les cristaux de 0,3 à 3 mm de feldspaths ont une forme irrégulière, avec des bordures ondulées et diffuses au contact avec le quartz. Peu de feldspaths sont jointifs et ils sont le plus souvent séparés par des amas de quartz. L'altération est également marquée par la présence de chlorite. Elle remplace des cristaux de biotites, comme l'indiquent les zircons et leur halo pléochroïque qui restent visibles dans certaines sections (D137J10 et D054D1 ; Figure 2.9 h). La chlorite forme également des veinules ou des baguettes interstitielles associées à des carbonates et parfois à des micas blancs. Des carbonates sont occasionnellement observés dans des feldspaths séricitisés (remplacement).

2.3.3 Phase centrale

L'appellation « phase centrale » est utilisée afin de désigner les roches situées au milieu du CEJ, dans la phase CEJ3 telle que définie par le MERN. Deux types de roches ont été identifiés dans la phase centrale : la phase centrale 1, située à la bordure de la phase CEJ3 du MERN ; et la phase centrale 2, qui se situe vers le cœur de la phase CEJ3 (Figure 2.4).

2.3.3.1 Phase centrale 1 (bordure)

La phase centrale 1 est de couleur gris pâle à la patine. Elle contient des cristaux de feldspaths blancs subautomorphes mesurant de 0,5 à 3 mm. Le quartz forme des grains interstitiels de 0,5 à 2 mm et la biotite forme des feuillets interstitiels de 1 à 3 mm de long. La granulométrie, ainsi que les pourcentages modaux de minéraux, sont homogènes à l'échelle des affleurements et d'un affleurement à l'autre (Figure 2.12 a), au contraire de ce qui est observé pour les phases précédentes.

Les observations en microscopie optique montrent que cette phase contient entre 30 et 40 % de quartz recristallisé, qui forme des sous-grains de 0,1 à 3 mm (0,5 mm en moyenne). Les 4 lames minces contiennent des proportions de plagioclases (andésine à labradorite ; Figure 2.8), de feldspaths alcalins et de microcline similaires, d'environ 25 %, 20 % et 5 % respectivement. Seule

la lame D045B1 ne permet pas d'estimer les proportions des différents types de feldspaths en raison d'une séricitisation importante. Les feldspaths ont une forme rectangulaire, s'interpénètrent et mesurent entre 0,5 et 4 mm. Les plus grands plagioclases ont une zonation oscillatoire (Figure 2.12 b). Les cristaux de biotite (10 à 15 %) forment des amas partiellement altérés en chlorite et sont également observés en inclusions dans le quartz et les feldspaths. Les sections basales des biotites contiennent généralement des zircons. Les amphiboles sont automorphes (< 7 %), présentent des intercroissances avec la biotite et ont une taille variant entre 0,3 et 2 mm, induisant une origine magmatique. Les cristaux d'épidote, qui contiennent occasionnellement un cœur d'allanite, sont généralement retrouvés en inclusions dans des biotites et des amphiboles (Figure 2.12 b). Les 4 lames montrent de la déformation, indiquée par un léger alignement des cristaux ou des macles polysynthétiques des plagioclases cassées, excepté dans le cas de la lame D045B1 où les cristaux de feldspaths et de biotite sont complètement alignés selon leur axe long. La présence de bordures irrégulières au contact avec le quartz ainsi qu'une extinction localement roulante indiquent une déformation plus intense.

2.3.3.2 Phase centrale 2 (cœur)

La phase centrale 2 est située vers le cœur de la phase CEJ3 (Figure 2.4). D'autres occurrences de cette lithologie ont été relevées sur la bordure est de l'enclave de roche mafique métamorphisée au faciès des amphibolites située à la bordure est de la phase CEJ3. De même que la phase centrale 1, la phase centrale 2 est homogène et de granulométrie grossière (0,5 à 3-4 mm en moyenne). En revanche, elle contient des baguettes d'amphiboles pouvant atteindre jusqu'à 4 mm de long. Les grains de quartz et de biotite sont rares et de petites dimensions (< 1 mm ; Figure 2.12 c)

En microscopie, la phase centrale 2 est caractérisée par moins de quartz (5 à 10 %) et de biotite (moins de 5 %), ainsi que par plus d'amphiboles (30 à 35 %) que la phase centrale 1 (Figure 2.11). Le quartz (~ 0,5 mm) forme le plus souvent des sous-grains polygonaux, indiquant une recristallisation. Il est interstitiel aux feldspaths et aux amphiboles et est également retrouvé en inclusions dans ces minéraux. Les feldspaths sont automorphes, peu altérés et orientés aléatoirement (Figure 2.12 d). Ils peuvent former des amas où on observe des intercroissances de

cristaux. Les plagioclases (30 à 45 %) sont de l'andésine et de la labradorite. La présence d'albite est probable pour les lames D041A2 et D042A2 (Figure 2.8). On retrouve 5 à 20 % de feldspaths alcalins ainsi que moins de 2 % de microcline. Les amphiboles sont majoritairement de la hornblende verte, qui recristallise localement en actinote et en trémolite. Les intercroissances de feldspaths et de biotite avec la hornblende verte, ainsi que les inclusions de quartz et de feldspaths xénomorphes dans les amphiboles, indiquent que ces dernières sont d'origine magmatique (Figure 2.12 e). Les cristaux d'épidote automorphes et fracturés sont également d'origine magmatique, comme l'indiquent les inclusions d'épidote dans les amphiboles et les plagioclases.

Les observations en cathodoluminescence montrent que les apatites de la phase centrale 2 (lames D041A2 et D058B2) sont de plus grandes dimensions que celles observées dans les enclaves de roches mafiques, la diorite 2 et la tonalite 2 (~ 0,7 à 1 mm). Elles sont également plus nombreuses (4 %), montrent une zonation et sont situées dans les amphiboles et entre les grains de plagioclases (Figure 2.13).

2.4 ENCLAVES DE ROCHES MAFIQUES

Les enclaves de roches mafiques sont retrouvées dans l'ensemble de la partie est du CEJ. Elles prennent la forme de fragments et de lambeaux centimétriques à plurimétriques dans les 6 phases intrusives décrites ci-dessus (Figure 2.4). Les enclaves ont généralement une texture de recristallisation dite « poivre et sel » (amphiboles et feldspaths). La roche est la plupart du temps équigranulaire, avec des grains de taille inférieure à 1 mm. Dans certains cas, les amphiboles peuvent être plus grossières et atteindre 5 à 8 mm. Elles sont alors entourées de feldspaths (Figure 2.12 f). Certaines enclaves contiennent des macrocristaux de feldspaths de taille variant entre 3 mm et 4 cm (Figure 2.12 g). Des enclaves de roches mafiques (basaltes et/ou gabbros) sont identifiées sur le décapage 2 de l'indice Moly-Desgagné. La roche prend une teinte gris sombre à noirâtre. La texture dite « poivre et sel » est bien développée avec des grains de feldspaths et d'amphiboles mesurant de 1 à 4 mm.

Plusieurs affleurements montrent des enclaves de roches métavolcaniques ou métasédimentaires en plus des enclaves de basalte métamorphisé. Ces roches sont généralement

fortement plissées, leur anisotropie planaire les rendant plus réceptives à la déformation (Figure 2.12 h). Elles ont une granulométrie fine ($< 0,2$ mm) et prennent des teintes beiges, roses et vertes pastel. La présence de grenats de 1 à 3 mm de diamètre, de teinte rougeâtre (probablement almandin), pourrait suggérer une source métasédimentaire (Figure 2.12 h). Il est également possible qu'il s'agisse de tufs.

L'étude microscopique de 5 enclaves de roches mafiques indique qu'elles sont constituées d'un assemblage de quartz (jusqu'à 7 %), feldspaths (20 %), amphiboles (50 %), chlorites et carbonates. De l'épidote est parfois observée (Figure 2.14). Les feldspaths sont le plus souvent fortement séricitisés, comme dans le cas de la lame D027B1 (Figure 2.15 a). Lorsque des macles polysynthétiques sont discernables, elles indiquent que les plagioclases ont une composition proche de l'andésine et de la labradorite (Figure 2.8). La lame D063A1 contient également 5 % de macrocristaux de feldspaths, remplacés par de la séricite, de l'épidote et des carbonates (Figure 2.15 b). Quatre des lames montrent des cristaux d'amphiboles (hornblende verte et/ou actinote-trémolite) avec des inclusions de quartz et de feldspaths, créant une texture poëciloblastique (amphiboles métamorphiques ; Figure 2.15 c). En particulier, la lame D027B1 (gabbro) montre des amas d'actinote-trémolite remplaçant les pyroxènes (Figure 2.15 a), indiquant un métamorphisme au faciès des amphibolites. Toutefois, la lame D0136A1 ne contient pas d'amphiboles mais des amas de chlorite, et les amphiboles des autres lames sont localement remplacées par de la chlorite. Celle-ci est compatible avec une circulation de fluides hydrothermaux au faciès des schistes verts. La lame D045A1 est plus riche en quartz que les 4 autres (~ 50 %) mais contient de la biotite et très peu de feldspaths. Cette minéralogie est sensiblement différente de celle des 4 autres enclaves. Il pourrait alors s'agir d'une enclave d'une autre lithologie. La présence d'épidotes à cœur d'allanite confirmerait cette hypothèse.

Les observations en cathodoluminescence réalisées sur 3 lames minces polies (D027B1, D055A2 et D063A1) montrent que les enclaves de roches mafiques contiennent peu d'apatites (< 2 %) et qu'elles sont de petite taille ($< 0,3$ mm). Les apatites sont situées dans les clivages des amphiboles et à proximité de leur bordure, ainsi qu'à la jonction entre des grains de feldspaths.

2.5 DYKES

2.5.1 Dykes de pegmatites

Des dykes de pegmatite de 5 à 20 cm d'épaisseur recoupent principalement les phases tonalitiques de l'ouest du CEJ. Ils sont en majorité composés de cristaux de feldspaths porphyriques (1 à 3 cm), imbriqués les uns dans les autres, et de quartz interstitiel en amas de mêmes dimensions. Certaines pegmatites contiennent des amas de feuillets de muscovite de porphyriques (0,5 à 1,5 cm ; < 10 %), et d'autres des feuillets de biotite mordorée (< 5 % ; Figure 2.15 d).

2.5.2 Dykes « bréchiques »

Plusieurs injections, ou dykes, d'aspect bréchique, ont été observées dans la tonalite 2 des décapages de l'indice Moly-Desgagné (Figure 2.2) ainsi que sur d'autres affleurements dans le CEJ. Ces dykes « bréchiques » ont une épaisseur de 1 à 15 cm et sont composés de phénocristaux de feldspaths brisés, non jointifs, et entourés par un réseau de quartz (Figure 2.15 e). Les fragments de feldspaths porphyriques ont généralement une taille allant de 0,5 à 1 cm, mais certains peuvent être plus grands (2 à 3 cm). Il est parfois possible de distinguer plusieurs parties d'un même fragment de feldspath séparées par des veinules de quartz. Les fragments de feldspaths sont arrondis et ont un aspect d'yeux. Des inclusions de quartz (< 0,2 mm) sont discernables dans certains des fragments (Figure 2.15 f).

L'ensemble de ces éléments permet de supposer qu'il s'agit de dykes de pegmatite déformés et bréchifiés. La lame mince D13719 a été réalisée dans l'un des dykes « bréchiques » du décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné afin de vérifier cette hypothèse. Les observations en microscopie optique indiquent que la zone « bréchique » est composée d'environ 40 % de cristaux de feldspaths brisés (0,1 à 5 mm), non jointifs, aux bords arrondis et irréguliers, traduisant un phénomène ductile (mylonitisation). Ils sont alignés et forment des yeux de feldspaths entourés par un réseau de quartz (45 %). Une association de carbonates et de chlorite est observée dans les ombres de pression autour des yeux de feldspaths (Figure 2.15 g). Le quartz est prismatique ou forme des sous-grains indiquant une recristallisation (Figure 2.15 h). Du quartz et des carbonates sont parfois

observés en inclusions de 0,1 à 0,3 mm dans les feldspaths. Certaines chlorites contiennent des zircons entourés d'un halo pléochroïque. Donc, une partie des grains de chlorite est probablement de la biotite altérée. De plus, des épidotes magmatiques (fracturées et avec un cristal d'allanite au cœur) sont disséminées dans le réseau de quartz, ainsi qu'à moitié emprisonnées dans les fragments de phénocristaux de feldspaths (Figure 2.15 h). Les observations en lame mince confirment qu'il s'agit de roches plutoniques riches en feldspaths et en quartz qui ont été fortement déformées. Plus spécifiquement, les dimensions des fragments de feldspaths indiquent que ces roches sont des pegmatites mylonitisées.

2.5.3 Aplite

Un dyke d'aplite de 1,10 m d'épaisseur recoupe la diorite 1 de l'indice Moly-Desgagné (Figure 2.2). La roche est de patine beige à rosée et de couleur grisâtre à la cassure. Elle est composée de grains de quartz et de feldspaths très fins ($< 0,1$ mm). Elle contient moins de 2 % de feuillets de chlorite ainsi que 1 % de cubes de pyrite disséminés. La pyrite est également présente dans l'encaissant dioritique du dyke, indiquant son origine hydrothermale. D'autres dykes d'aplite ont été relevés dans le CEJ, d'une épaisseur apparente de 2 à 20 cm en moyenne. Ils sont principalement retrouvés dans la phase tonalitique 1, voire la tonalite 2.

Les observations microscopiques indiquent que l'aplite contient environ 40 % de quartz et 50 % de feldspaths séricitisés. Lorsque les macles sont visibles, la composition des plagioclases correspond à de l'andésine et à de la labradorite (Figure 2.8). La taille des grains ne dépasse pas 0,1 mm. L'assemblage minéralogique comprend également moins de 10 % de feuillets de chlorite interstitielle et 1 % de grains isolés de carbonates (Figure 2.16). Les grains de quartz sont recristallisés et la chlorite se développe à la bordure des feldspaths.

2.5.4 Dykes felsiques tardifs

Deux dykes felsiques ont été identifiés au niveau des séries de décapages de l'indice Moly-Desgagné. Le premier est situé sur le décapage 2 de l'indice Moly-Desgagné. De patine rosée, il est sécant à la foliation et a une épaisseur apparente de 15 cm. Il est principalement composé de feldspaths subautomorphes de teinte beige à rose pâle, non jointifs et de tailles variables (0,3 à 5

mm), contenus dans une matrice de quartz. Ce dernier peut localement former des amas plus grossiers (2 à 5 mm ; Figure 2.17 a et b).

Le second dyke felsique, qui recoupe également la foliation, est situé dans la deuxième tranchée de l'indice Moly – nord du Lac Sébastien (station 121 ; Figure 2.4). Le dyke a une épaisseur apparente de 50 cm, présente une patine beige rosée et est de couleur violacée à la cassure (Figure 2.17 c). Il est composé d'environ 55 % de feldspaths automorphes à subautomorphes. Ils ont une couleur blanche à rose et mesurent 0,5 à 2 mm de longueur en moyenne. Ils sont englobés dans une matrice siliceuse comportant également des feuillets de chlorite.

En lames minces, ces dykes se caractérisent par un assemblage de quartz (25-30%), de feldspaths alcalins et plagioclases (55-60%), de chlorite, de carbonates et d'épidotes magmatiques (Figure 2.16). Les feldspaths sont des cristaux interstitiels (0,5 à 2,5 mm) ou des phénocristaux tabulaires de 0,5 à 10 mm qui s'interpénètrent. Ils contiennent localement des inclusions de quartz et de carbonates, parfois recristallisées (Figure 2.17 d). Les plagioclases sont de l'andésine et de la labradorite (Figure 2.8). Des myrmékites peuvent être observées à l'interface entre des feldspaths alcalins et des grains de quartz. Les grains de quartz (0,05 à 2 mm) sont polygonaux et forment des sous-grains, indiquant une recristallisation. Dans le cas de la lame D121A1, bien que le dyke recoupe la foliation, des yeux de feldspaths entourés de rubans de quartz recristallisé et de micas blancs confirment que ce dyke a subi de la déformation ainsi qu'un passage de fluides ayant altéré les feldspaths (Figure 2.17 e).

2.6 PLUTONS DE L'EST DU MASSIF DE LAPPARENT

Des stations ont été réalisées dans les plutons situés dans l'est du Massif de Lapparent. En effet, ces plutons sont en contact avec la limite ouest du CEJ telle qu'actuellement définie par le MERN (Figure 2.4). Ils servent donc de référentiel afin de valider si l'on se trouve ou non dans les limites du CEJ. La Tonalite de l'Est n'a pas permis de valider la limite ouest du CEJ. En effet, on y retrouve les tonalites 1 et 2, qui sont décrites dans le CEJ. En revanche, les plutons d'Anville et de Rachel ont permis de valider les contacts nord-ouest et sud-est respectivement. Ils présentent des

textures et des compositions minéralogiques très différentes de celles des phases du CEJ, ce qui est présenté ci-dessous.

2.6.1 Pluton d'Anville

Un échantillon a été prélevé dans le Pluton d'Anville, situé au contact nord-ouest du CEJ (Figure 2.4), afin d'évaluer ses différences minéralogiques avec les phases du CEJ. La roche contient environ 45 % de feldspaths de couleur blanchâtre à beige, mesurant 0,7 à 3 mm de long au maximum. Ils ont une forme légèrement arrondie et sont contenus dans une matrice grise de quartz et de biotite interstitiels (Figure 2.17 f). La biotite (7 à 10 %) peut atteindre 2 à 4 mm de long. Le quartz et les feldspaths représentent à eux deux environ 85 % de l'assemblage minéralogique. Quelques micas blancs sont également observés (< 2 %).

En lame mince, l'assemblage minéralogique est principalement composé de quartz (40 %), de feldspaths alcalins, dont de la microcline (20 %), de plagioclases (10 %) ainsi que de micas (~ 15 % ; Figure 2.16). Le quartz forme des sous-grains et est localement hexagonal, indiquant une déformation et une recristallisation. Les sections longitudinales de certains micas et plagioclases (labradorite ; Figure 2.8) tordues et des veinules de chlorites soulignent également cette déformation. La recristallisation de la roche est appuyée par des bordures floues entre les grains de quartz et de feldspaths (Figure 2.17 g).

2.6.2 Pluton de Rachel

Le Pluton de Rachel est une intrusion de forme elliptique allongée selon une direction est-ouest et située au contact sud-ouest du CEJ. Plusieurs affleurements ont été observés dans cette intrusion afin de préciser l'extension sud-ouest du CEJ et de comparer le Pluton de Rachel aux phases du CEJ (Figure 2.4).

La roche est équi-granulaire (1 à 3 mm en moyenne) et se compose d'environ 65 % de feldspaths subautomorphes blancs à beiges. Elle contient moins de 5 % (2 à 3 %) de grains de quartz interstitiels et quelques biotites de 0,5 à 3 mm. Les amphiboles se présentent sous forme de baguettes interstitielles de 1 à 2 mm de long, et peuvent aussi former des amas de 3 à 6 mm.

Quelques phénocristaux isolés pouvant atteindre 5 mm de long sont également observés (Figure 2.17 h).

2.7 CLASSIFICATION SELON LE DIAGRAMME DE STRECKEISEN

Il est difficile de différencier les phases intrusives du CEJ sur la base de leur composition minéralogique, puisqu'elles sont constituées des mêmes minéraux. L'estimation des proportions des minéraux de chaque phase permet donc de les différencier d'un point de vue qualitatif en utilisant le diagramme de Streckeisen (1976) pour les roches intrusives (Figure 2.18). Sur les 33 lames minces observées, 21 lames ont des feldspaths trop séricitisés. Par exemple, la diorite 1 ne pourra pas être présentée, car les feldspaths des deux lames minces sont trop séricitisés. Ainsi, seules les 12 lames où la distinction entre les feldspaths alcalins et les plagioclases est possible seront présentées sur le diagramme.

Les 2 lames de tonalite 1 sont dans les champs « granite à feldspaths alcalins » et « syénogranite », de même que le dyke felsique tardif. Les 4 lames de tonalite 2 sont dispersées dans le diagramme, tandis que les échantillons des phases centrales 1 et 2 tombent respectivement dans les champs du monzogranite et de la monzonite/monzodiorite à quartz. La lame correspondant au Pluton d'Anville tombe dans le champ du monzogranite, alors qu'il devrait s'agir d'une granodiorite selon la cartographie du MERN (Figure 2.18). Cette différence, ainsi que la dispersion des points (notamment la tonalite 2) peut s'expliquer par une sous-estimation du pourcentage modal des plagioclases lors des observations en lames minces. Le calcul de la norme CIPW (CHAPITRE 4) permettra d'obtenir des pourcentages de feldspaths alcalins et plagioclases pour les échantillons considérés afin de les replacer dans le diagramme de Streckeisen.

2.8 SYNTHÈSE PRÉLIMINAIRE

Les observations de terrain et pétrographiques ont permis de mettre en évidence au moins 6 phases magmatiques distinctes dans le CEJ, auxquelles s'ajoutent des dykes d'aprites et de pegmatites, mylonitisées ou non. La synthèse des caractéristiques de ces lithologies est présentée dans le Tableau 2.3. Les relations de recoupement ont permis d'établir une chronologie relative de mise en place. Ainsi, par ordre chronologique, le CEJ est constitué des phases suivantes :

(1) la **diorite 1**, à grains grossiers (0,2 à 2 mm). Elle se compose de 30 à 50 % de plagioclases séricitisés, 30 à 40 % de quartz et 20 % de minéraux d'altération (chlorite et carbonates). La biotite et la hornblende verte sont altérées en chlorite ;

(2) la **diorite 2**, retrouvée sous forme d'un faciès à grains grossiers (1 à 3 mm) dans la partie est du CEJ et sous forme d'un faciès à grains fins sur le décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné. Elle contient moins de quartz (8 à 32 %) que la diorite 1 et environ 30 à 50 % de plagioclases altérés en séricite. Ici encore, les amphiboles (magmatiques) et les biotites sont altérées en chlorite. Les minéraux d'altération représentent 5 à 45 % de la roche, les roches les plus altérées provenant de l'indice Moly-Desgagné ;

(3) les tonalites 1 et 2, dont les relations chronologiques restent indéterminées. La **tonalite 1** est principalement observée dans la partie ouest du CEJ. Elle est caractérisée par des cristaux de feldspaths majoritairement alcalins de 0,7 à 3 mm (30 à 40 % de microcline ; 5 à 20 % de feldspaths alcalins indéterminés et quelques plagioclases) contenus dans une matrice de quartz. En lames minces, l'observation de textures perthitiques et de myrmékites sont fréquentes. La tonalite 1 contient de la biotite et/ou des amphiboles en faibles proportions (moins de 5 %). On distinguera la tonalite 1a (saine) et la tonalite 1b (altérée). La première a une teinte blanchâtre tandis que la seconde est rosée (hématisation) et verdâtre (chlorites). La **tonalite 2** est retrouvée dans la partie ouest du CEJ ainsi qu'à l'est, entre les phases centrales 1 et 2 et les diorites 1 et 2. Elle a généralement une granulométrie plus grossière (1 à 5 mm), est composée de 7 à 30 % de feldspaths alcalins et de microcline, et de 3 à 40 % de plagioclases. La biotite (10 à 15 %) forme de petits amas de feuillets, tandis que le quartz (20 à 30 %) forme des amas ou des grains interstitiels. D'occasionnels cristaux de hornblende verte magmatique sont observables ;

(4) les phases centrales 1 et 2, pour lesquelles aucune relation de recoupement n'est visible entre elles. La phase **centrale 1** est située sur la bordure de la phase CEJ3. La granulométrie et les proportions de minéraux sont très homogènes d'un affleurement à l'autre. La roche contient 50 % de feldspaths automorphes rectangulaires (25 % de plagioclases, 20 % d'alcalins et 5 % de microcline) de 0,5 à 3 mm et 30 à 40 % de grains interstitiels de quartz (0,5 à 3 mm). La biotite

forme de feuillets et amas interstitiels (10 à 15 %). Quelques amphiboles d'origine magmatique sont également discernables. La phase **centrale 2** est située au cœur de la phase CEJ3. Il s'agit également d'une phase homogène et de granulométrie grossière (0,5 à 4 mm). Elle contient plus de plagioclases (30 à 40 %) et d'amphiboles (30 à 35 %) que la phase centrale 1, mais moins de quartz (5 à 10 %) et de biotite (moins de 5 %). Les amphiboles sont représentées par de la hornblende verte, magmatique et un peu d'actinote-trémolite.

Les 6 phases principales du CEJ contiennent des enclaves de roches mafiques ayant une texture « poivre et sel », typique des basaltes ayant subi un métamorphisme au faciès des amphibolites. Les épidotes observées contraignent le grade métamorphique et le place au niveau amphibolite moyen au maximum. Les enclaves sont composées d'amphiboles (principalement actinote) et de feldspaths séricitisés. Les grains sont généralement équigranulaires et de dimensions inférieures à 1 mm. Certaines enclaves ont toutefois une granulométrie plus grossière (1 à 4 mm). La plupart des enclaves de basaltes observées contiennent des macrocristaux de feldspaths (~ 0,5 à 4 cm). Ce type de macrocristaux est documenté dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau, qui est située aux contacts est et sud-est du CEJ. Donc, une grande majorité des enclaves du CEJ sont des enclaves de la Formation d'Obatogamau, ou de la Formation de Chrissie (basaltes sans macrocristaux).

Enfin, les plutons d'Anville et de Rachel montrent des minéralogies et des textures différentes de celles observées pour les 6 phases intrusives du CEJ. Le **Pluton d'Anville** est composé de 40 % de quartz, de 20 % de feldspaths alcalins et microcline, de 10 % de plagioclases et d'environ 5 % de feuillets de biotite pouvant atteindre 2 à 4 mm de long. Des micas blancs sont également observés. Quant au **Pluton de Rachel**, il est formé d'une roche équigranulaire (1 à 3 mm) comportant 65 % de feldspaths et peu de quartz (moins de 5 %). Des baguettes interstitielles d'amphiboles (1 à 2 mm) forment localement des amas de 3 à 6 mm et quelques feuillets de biotite sont présents. Ainsi, leurs assemblages minéralogiques les distinguent des 6 phases majeures du CEJ. Sur le terrain, ce sont surtout leur couleur grisâtre qui les différencie.

FIGURES DU CHAPITRE 2

a

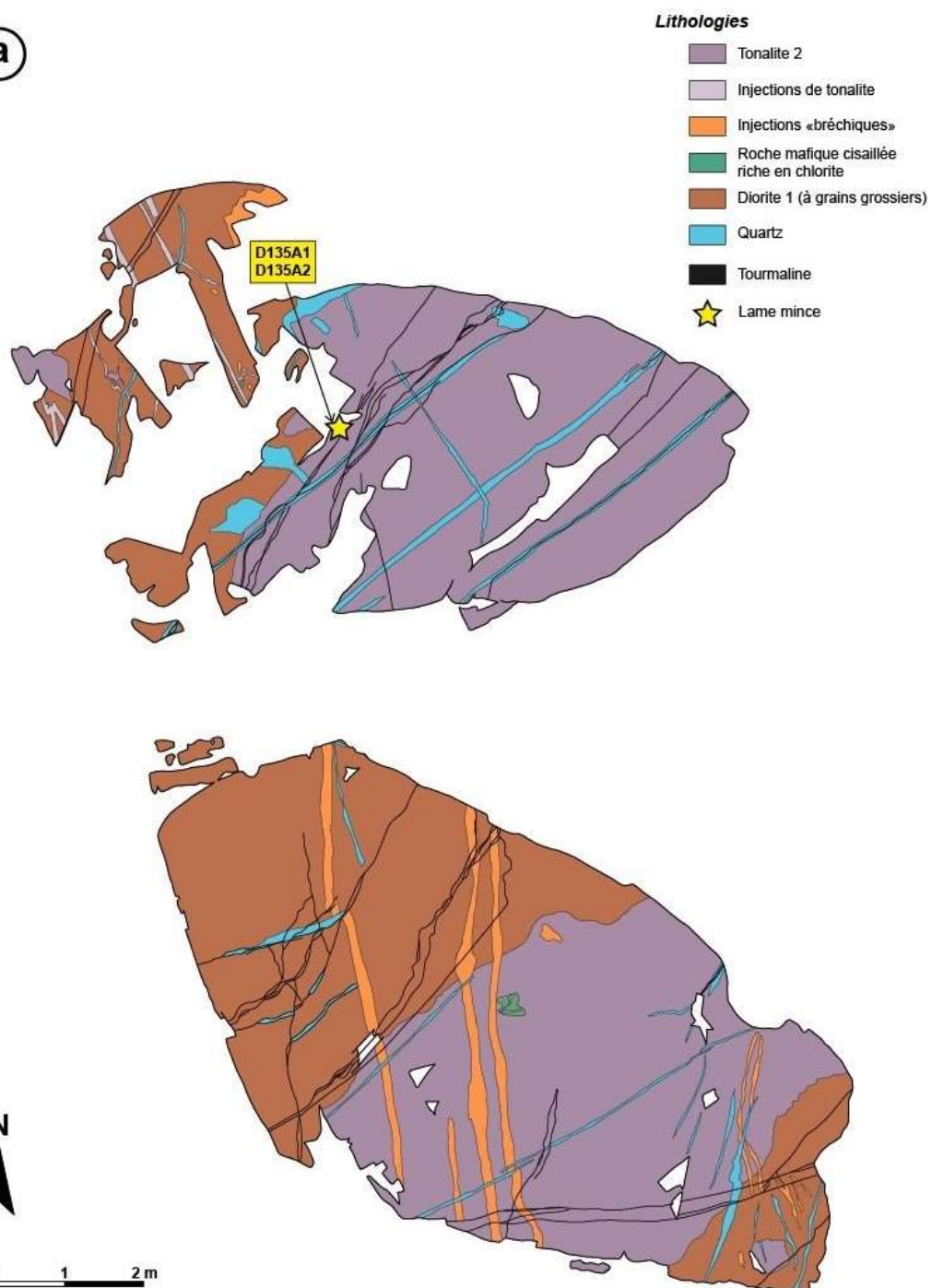
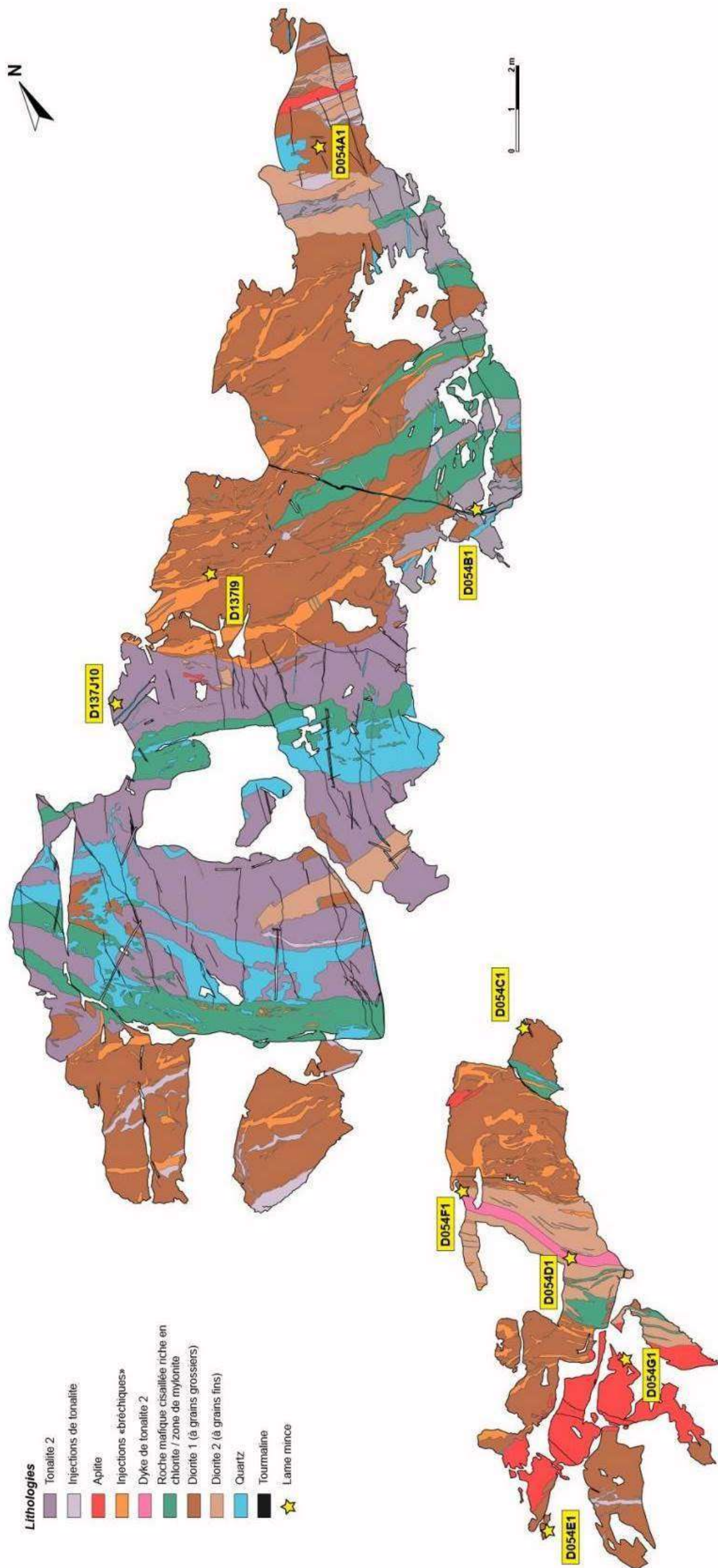


Figure 2.1 – Carte du décapage 3a de l'indice Moly-Desgagné



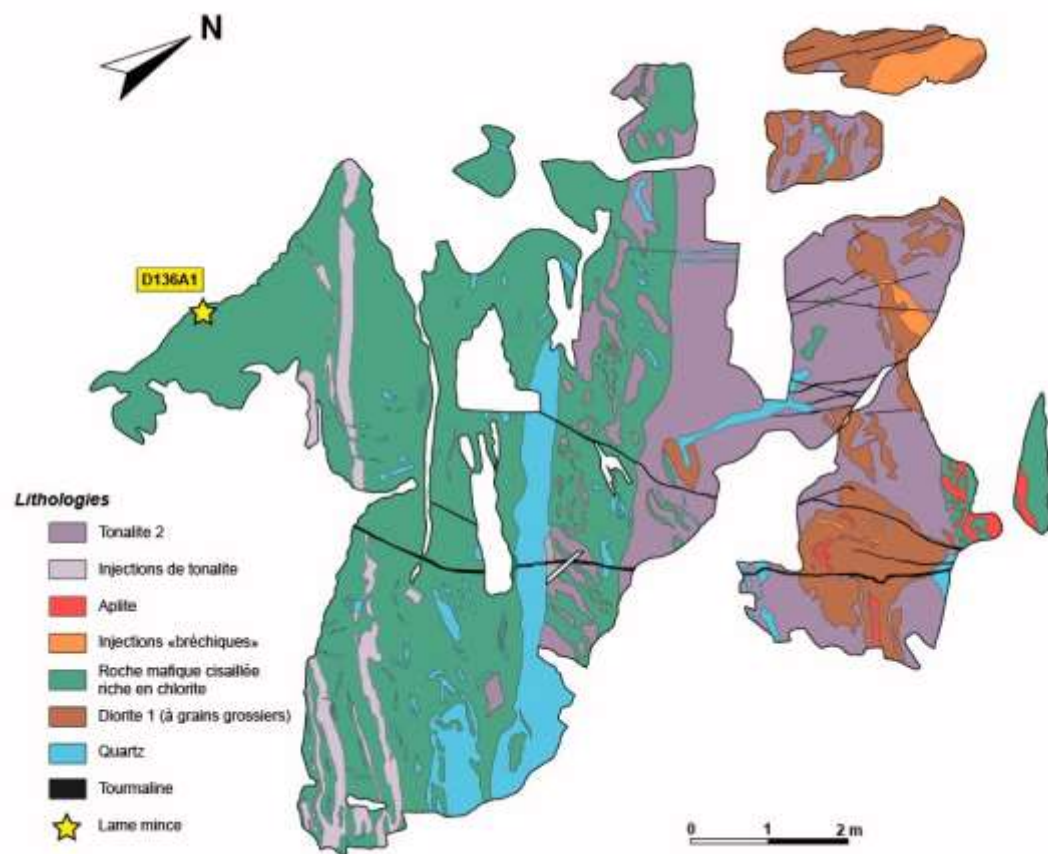


Figure 2.3 – Carte du décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné

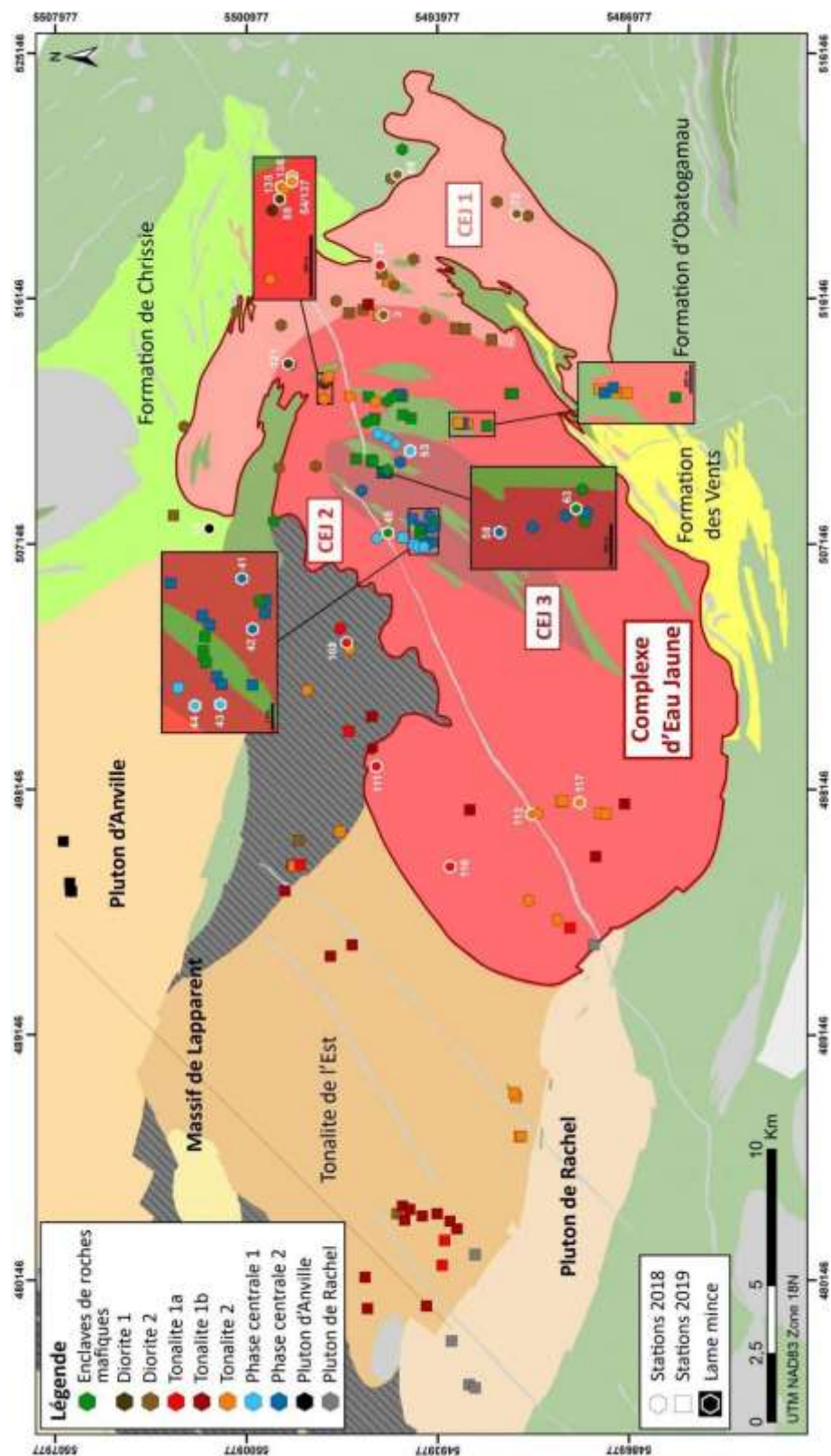


Figure 2.4 – Carte montrant la répartition des lithologies dans le CEJ

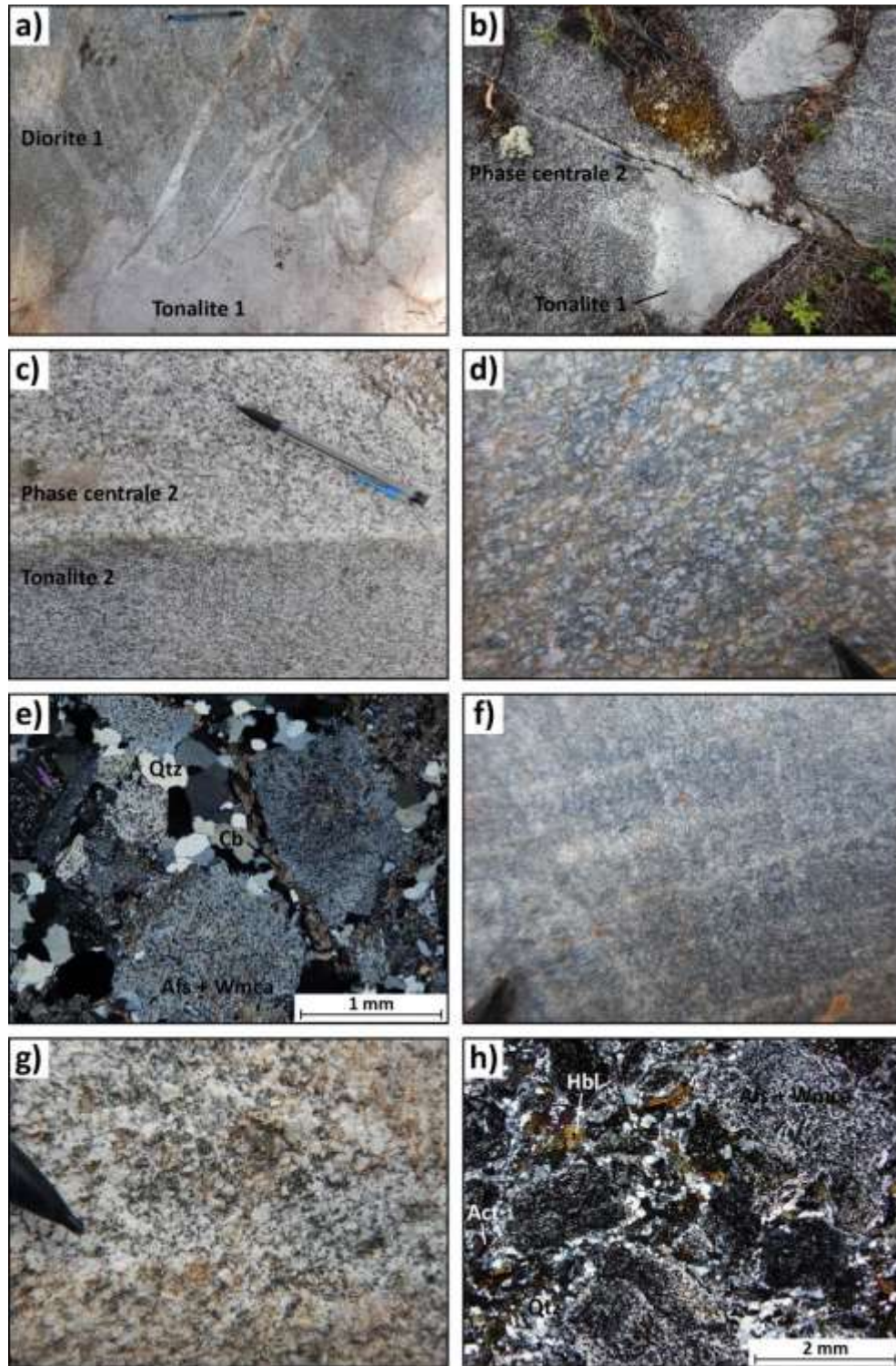


Figure 2.5 – Photographies et microphotographies au microscope optique : a) Injection de tonalite 1 dans la diorite 1 (station 120) ; b) enclave de tonalite 1 dans la phase centrale 2 (station 42) ; c) enclave de tonalite 2 dans la phase centrale 1 station 53) ; d) texture de la diorite 1 (station 137) ; e) feldspaths séricitisés avec sous-grains de quartz et carbonates interstitiels (LPA, x5 ; lame D054A1, diorite 1) ; f) texture de la diorite 2 à grains fins (station 137) ; g) texture de la diorite 2 du CEJ (station 69) ; h) feldspaths porphyriques séricitisés entourés de quartz recristallisé (LPA, x2,5 ; lame D069B2, diorite 2)

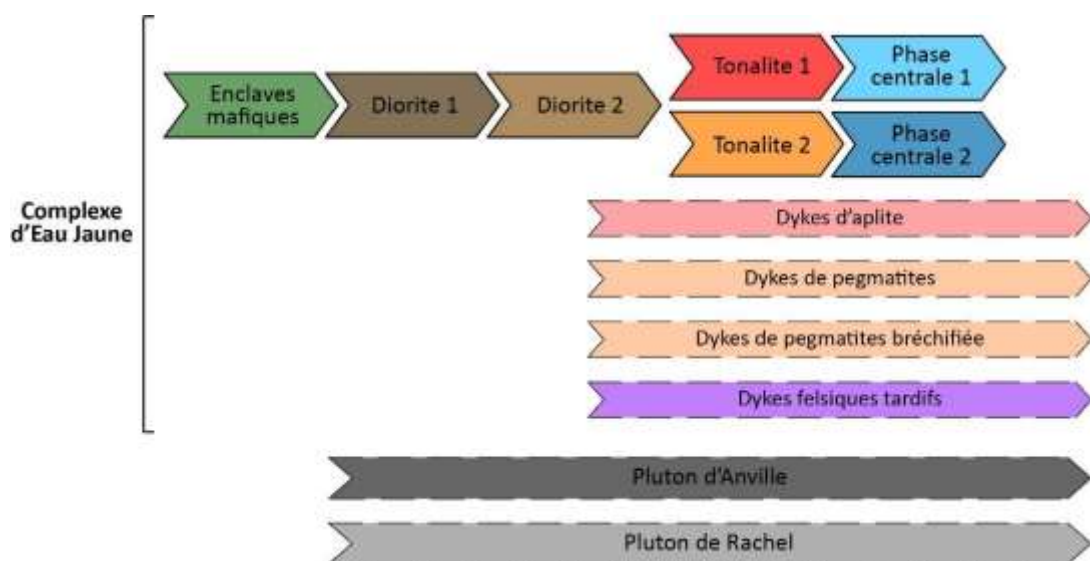


Figure 2.6 – Synthèse de la chronologie de mise en place des phases du CEJ, établie à partir des relations de recoupement

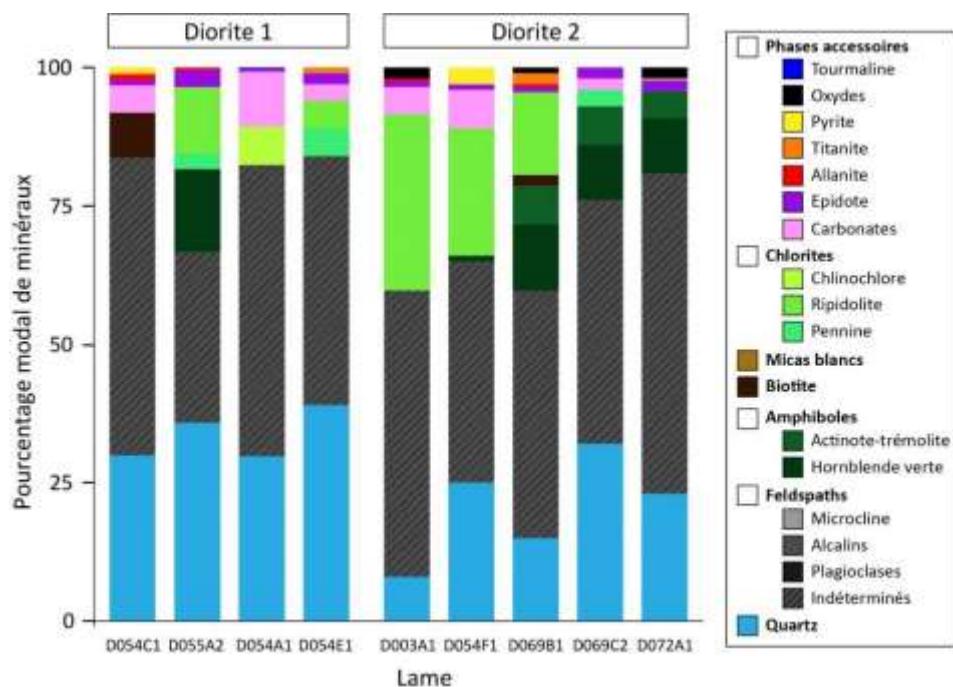


Figure 2.7 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les diorites 1 et 2

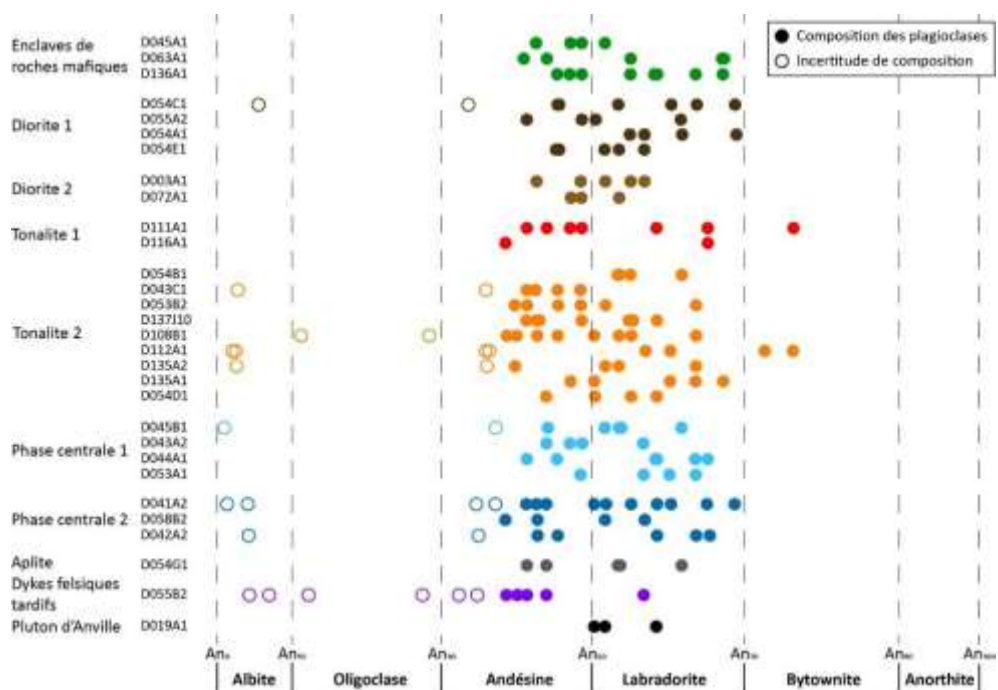


Figure 2.8 – Estimation de la nature des plagioclases par la méthode des angles d'extinction de la macle des plagioclases de Michel-Lévy (Kerr 1977 ; Nesse 2000)

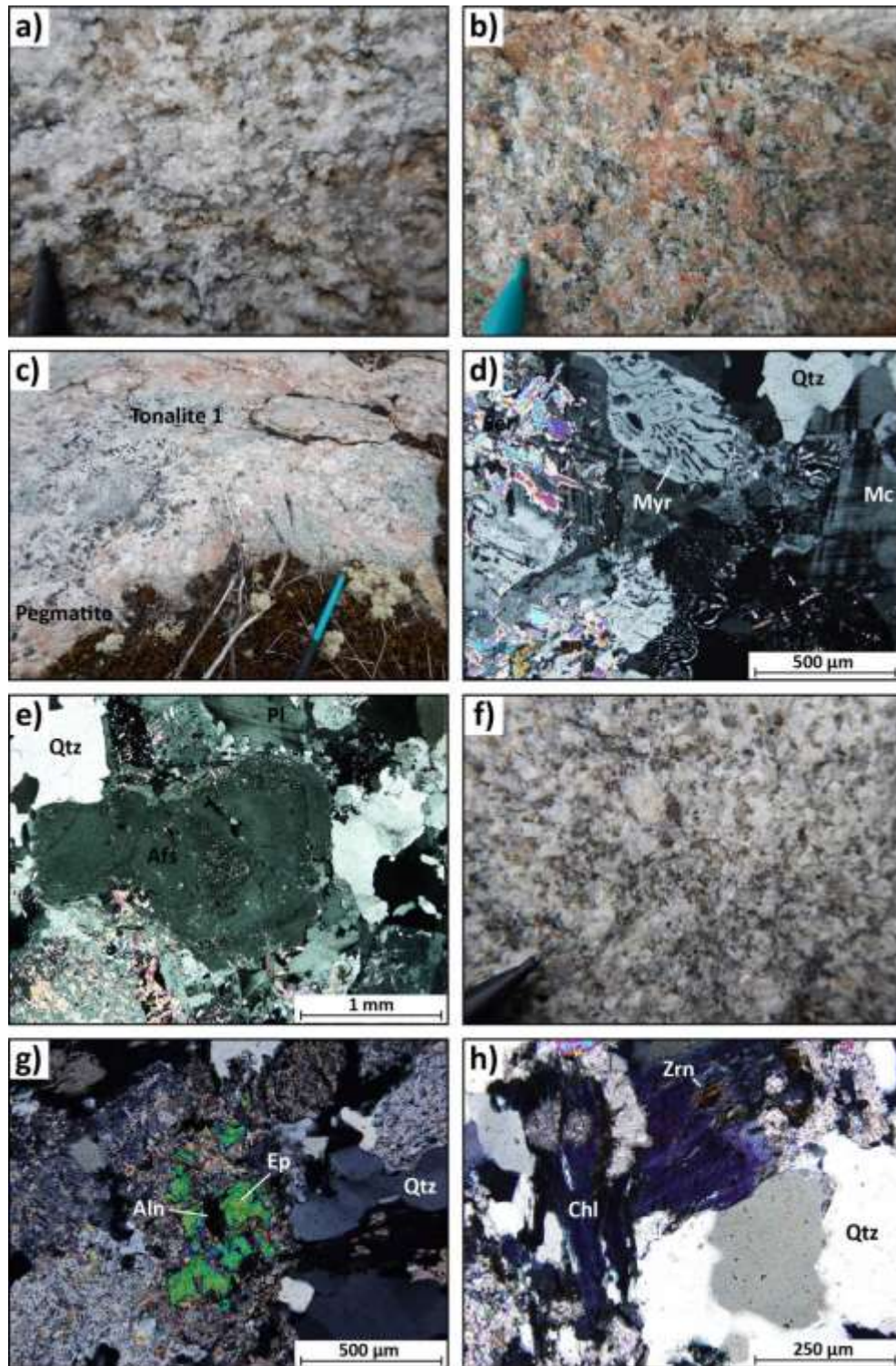


Figure 2.9 – Photographies et microphotographies : a) texture de la tonalite 1a, fraîche (station 249) ; b) texture de la tonalite 1b, altérée (chlorite et hématisation ; station 160) ; c) poches de pegmatites à quartz et feldspaths dans la tonalite 1 (station 249) ; d) myrmékites à l'interface entre les grains de quartz et de microcline (LPA, x10 ; lame D111A1, tonalite 1) ; e) zonation oscillatoire d'un feldspath alcalin soulignée par de la séricite (LPA, x5 ; lame D111A1, tonalite 1) ; f) texture de la tonalite 2 (station 117) ; g) inclusion d'épidote à cœur d'allanite dans un feldspath séricitisé (LPA, x10 ; lame D137J10, tonalite 2) ; h) zircon avec halo pléochroïque indiquant les biotites chloritisées (LPA, x20 ; lame D137J10, tonalite 2).

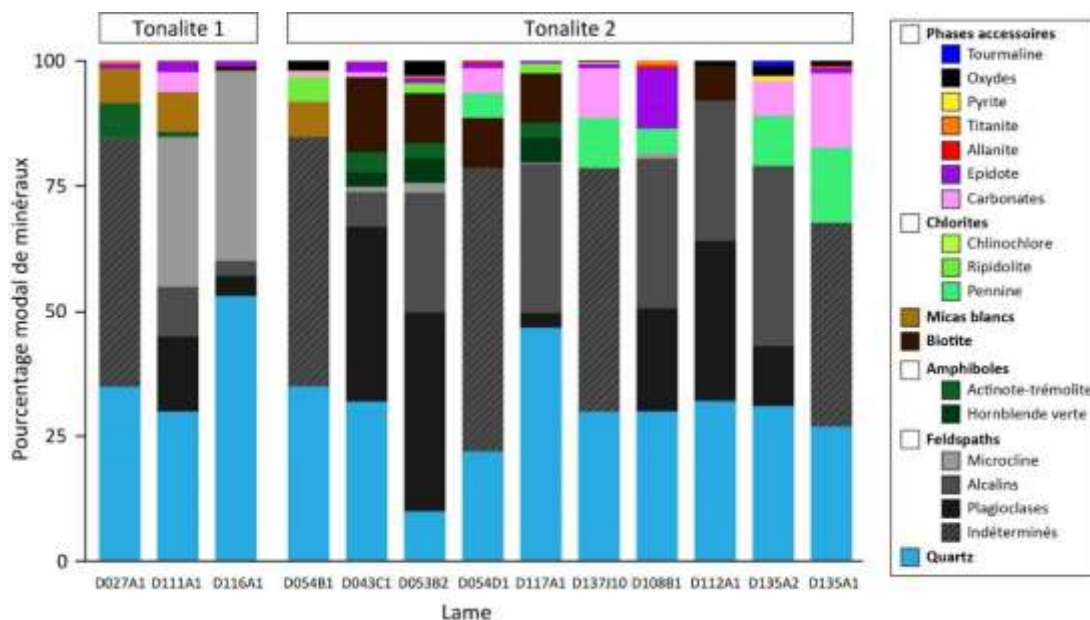


Figure 2.10 – Estimation visuelle des pourcentages des minéraux dans les lames minces pour les tonalites 1 et 2

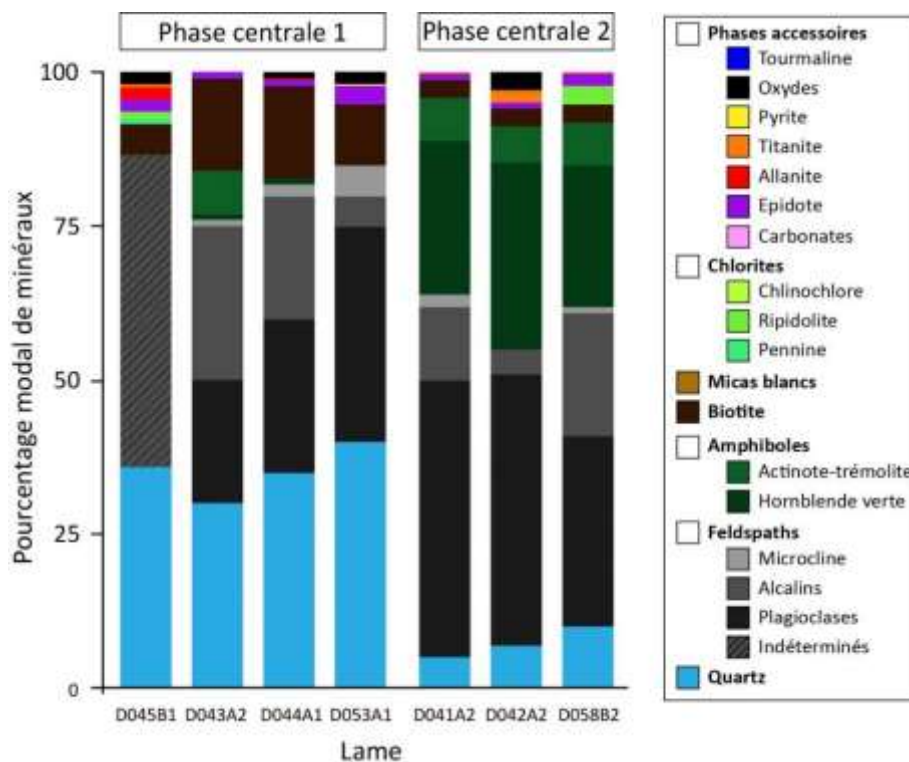


Figure 2.11 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les phases centrales 1 et 2

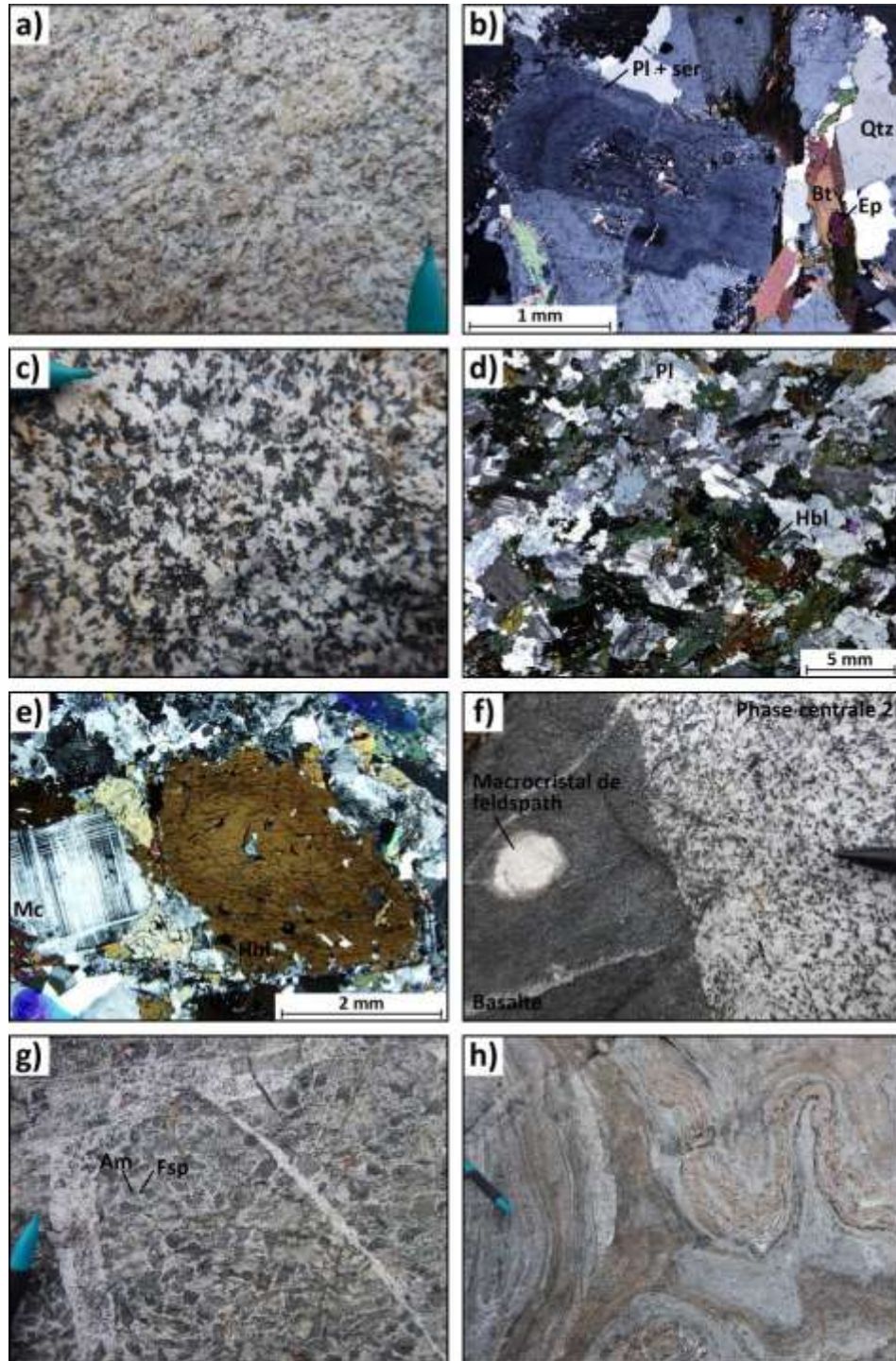


Figure 2.12 – Photographies et microphotographies : a) texture de la phase centrale 1 (station 304) ; b) zonation oscillatoire d'un plagioclase marquée par de la séricite, et inclusion d'épidote dans la biotite (LPA, x5 ; lame D044A1, phase centrale 1) ; c) texture de la phase centrale 2 (station 292) ; d) amphiboles magmatiques en intercroissance avec des plagioclases (LPA ; lame D041A2, phase centrale 2) ; e) amphiboles magmatiques en intercroissance avec la microcline, et avec inclusions de quartz, feldspaths et biotite (LPA, x2,5 ; lame D058B2, phase centrale 2) ; f) enclave de basalte avec macrocristal de feldspath dans la phase centrale 2 (station 62) ; g) enclave de roche mafique avec amphiboles métamorphiques entourées de feldspaths (station 69) ; h) enclave de roche métavolcanique plissée ; présence de grenats dans les zones rosées (station 102).

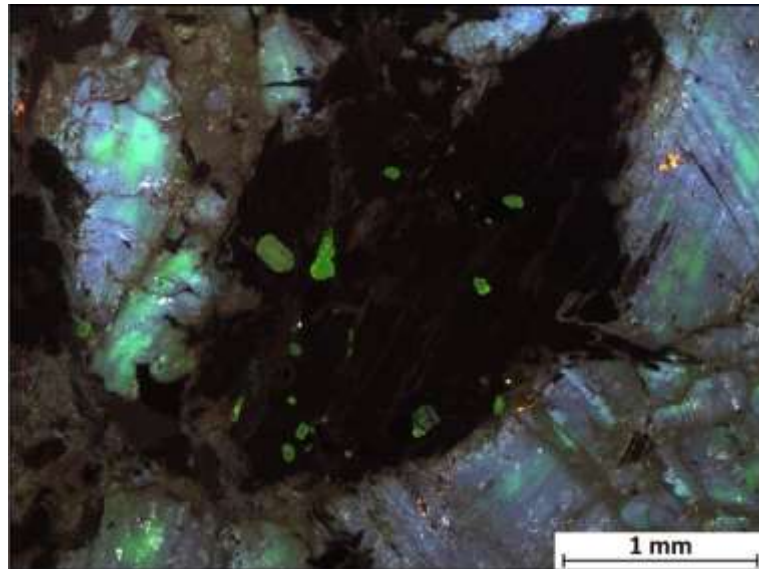


Figure 2.13 – Microphotographie en cathodoluminescence : grains d'apatite (vert) dans un cristal d'amphibole (noir) et à la jonction entre des grains de plagioclases (lame D058B2)

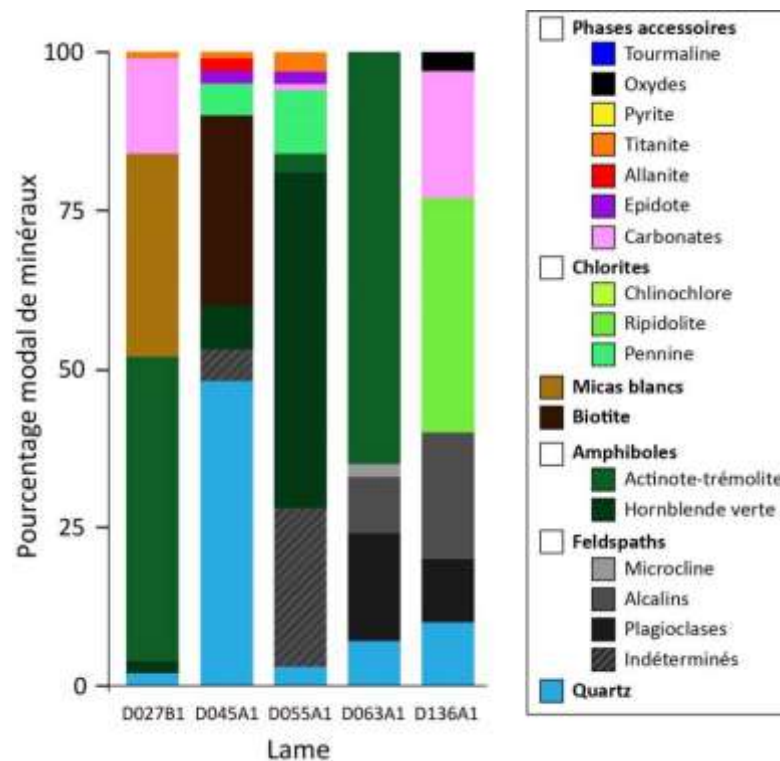


Figure 2.14 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les enclaves de roches mafiques

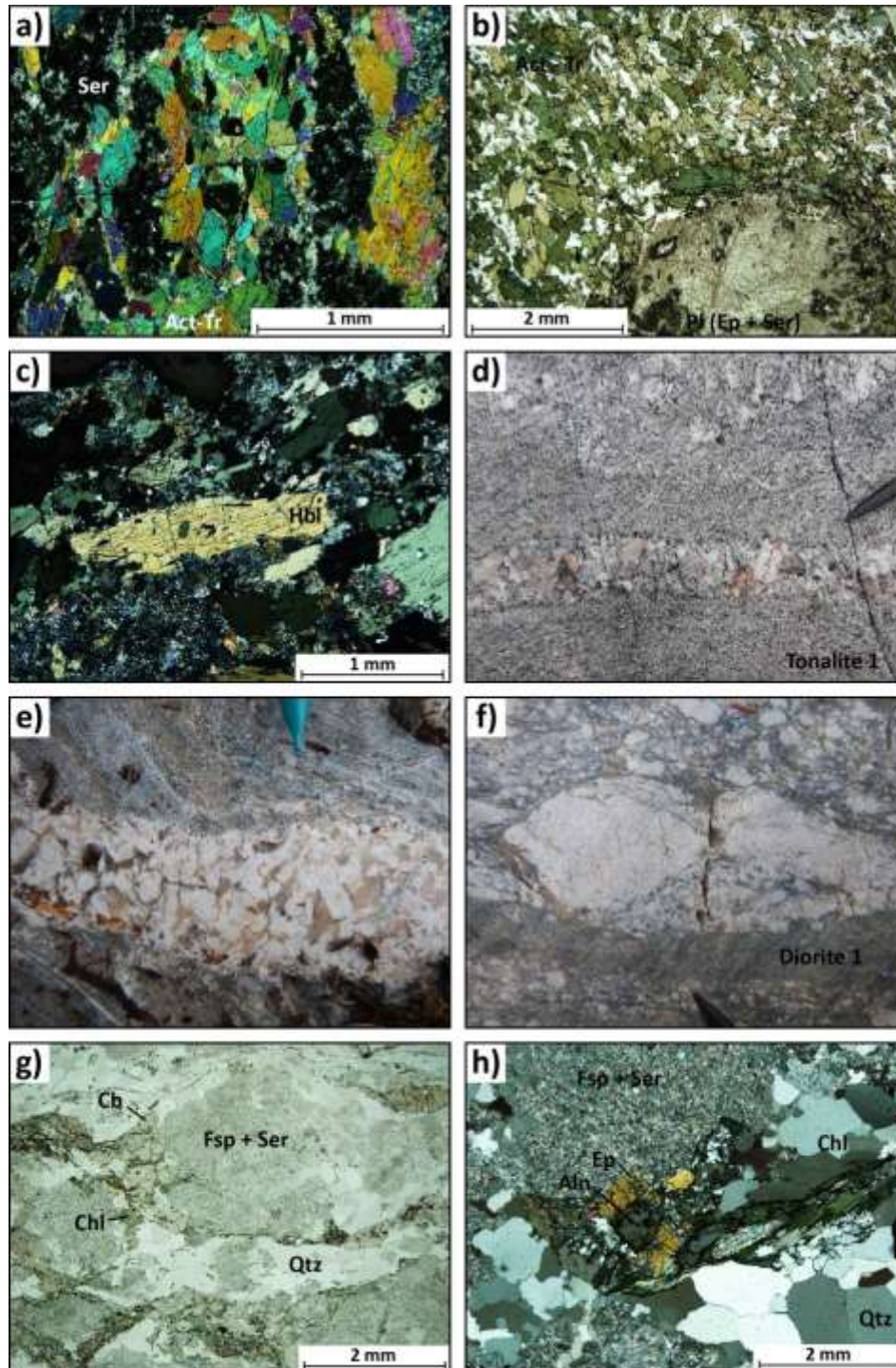


Figure 2.15 – Photographies et microphotographies : a) feldspaths séricitisés et amas d’actinote et de trémolite en remplacement des pyroxènes (LPA, x5 ; lame D027B1) ; b) macrocristal de feldspath épidotisé et séricitisé dans une matrice d’actinote-trémolite (LPNA, x2,5 ; lame D063A1) ; c) amphibole métamorphique à texture poeciloblastique (LPA, x5 ; lame D055A1, enclave de roche mafique) ; d) dyke de pegmatite à quartz, feldspaths et biotite recoupant la tonalite 1 (station 116) ; e) dyke de pegmatite bréchifiée (station 102) ; f) pegmatite mylonitisée avec yeux de quartz (station 137) ; g) yeux de feldspaths séricitisés entourés par un ruban de quartz et de chlorites ; présence de carbonates et de chlorites dans les ombres de pression (LPNA, x2,5 ; lame D137I9) ; h) épidote à cœur d’allanite en inclusion à la bordure d’un feldspath séricitisé, et sous-grains de quartz (LPA, x2,5 ; lame D137I9).

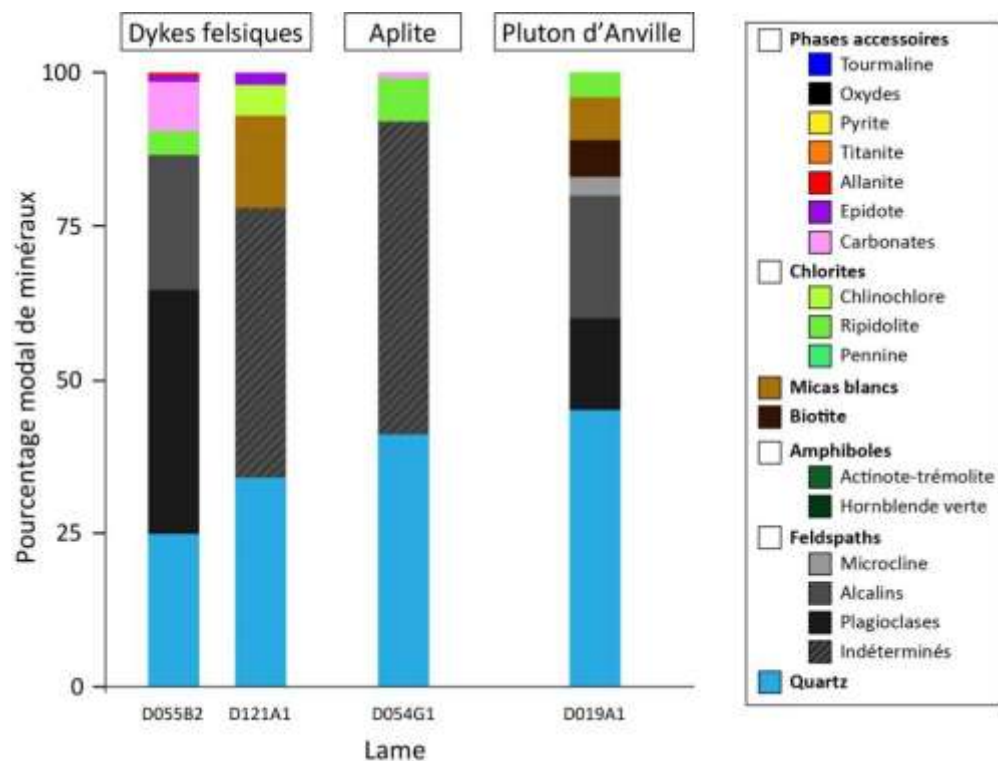


Figure 2.16 – Estimation visuelle des pourcentages de minéraux dans les lames minces pour les dykes felsiques, l'aplite et le Pluton d'Anville

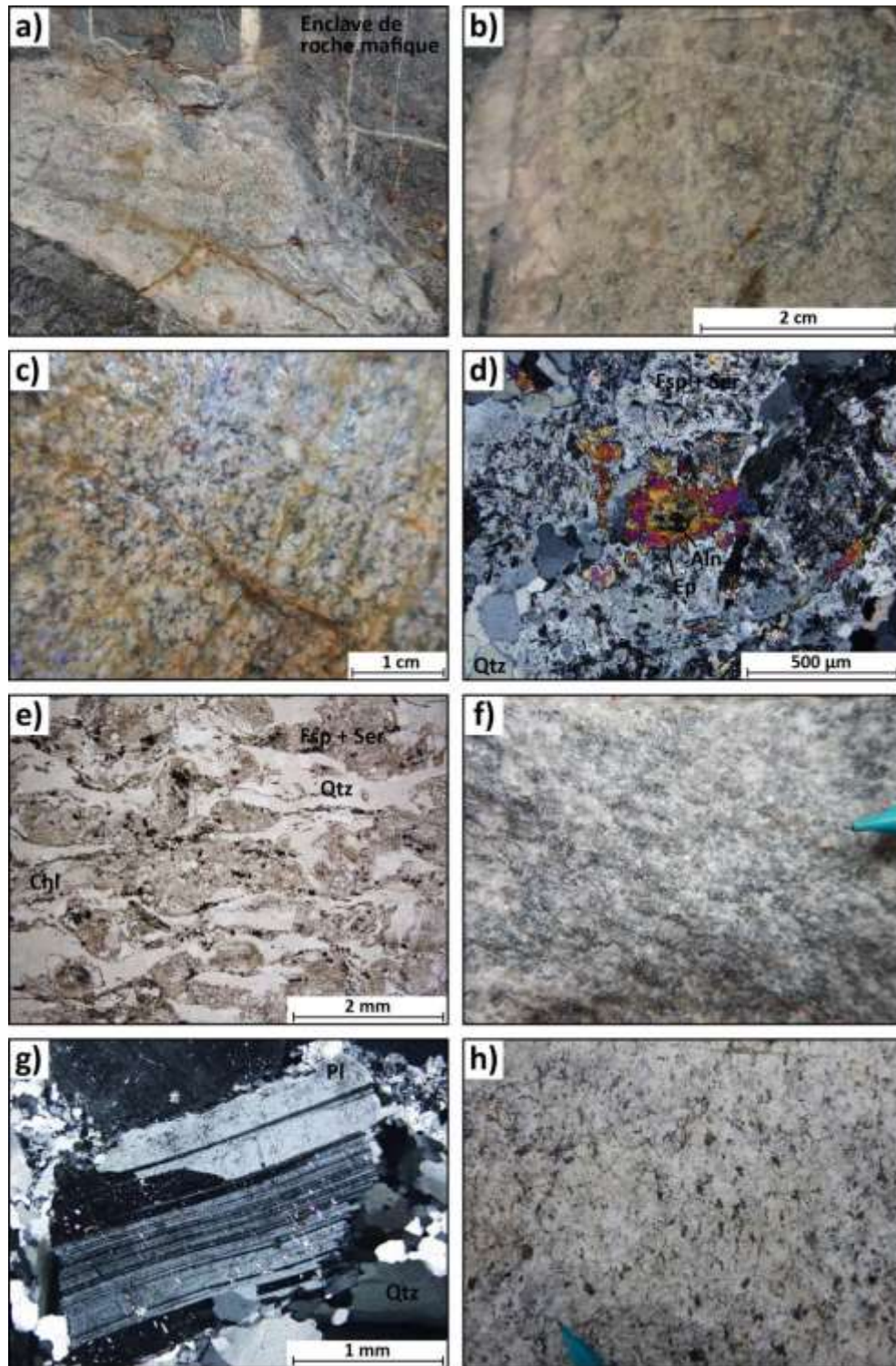


Figure 2.17 – Photographies et microphotographies : a) dyke felsique tardif 1 (station 55) ; b) texture du dyke felsique tardif 1 (station 55) ; c) texture du dyke felsique tardif 2 (station 121) ; d) épidote à cœur d'allanite en inclusion dans des feldspaths séricitisés (LPA, x10 ; lame D055B2, dyke felsique tardif 1) ; e) yeux de feldspaths séricitisés entourés par des rubans de quartz et de chlorite (LPNA, x2,5 ; lame D121A1, dyke felsique tardif 1) ; f) texture du Pluton d'Anville (station 276) ; g) plagioclase déformé (station 19, Pluton d'Anville) ; h) texture du Pluton de Rachel (station 158).

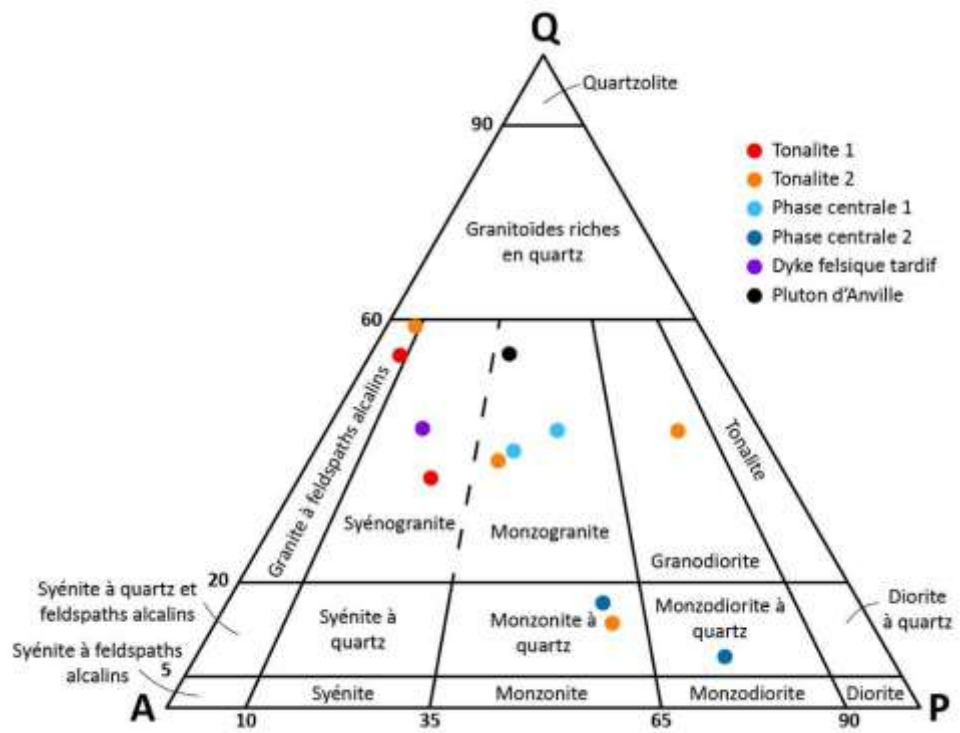


Figure 2.18 – Diagramme de Streckeisen (1976) réalisé à partir des estimations visuelles de proportions de minéraux en lames minces

Tableau 2.1 – Relations de recoupement observées entre les phases sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné

Lithologie	Recoupée par / en enclave dans	Décapage
Roches mafiques	<ul style="list-style-type: none"> - Diorite 1 - Diorite 2 - Tonalite 2 - Injections de tonalite - Aplite - Dykes felsiques tardifs 	2, 4, 5 4 3b, 4, 5 3b, 4, 5 3b, 4, 5 2
Diorite 1	<ul style="list-style-type: none"> - Diorite 2 - Injections de tonalite - Aplite - Injections « bréchiques » 	4 4 1, 4 1, 2, 3a, 4, 5
Diorite 2	<ul style="list-style-type: none"> - Tonalite 2 - Injections de tonalite - Aplite - Dykes felsique tardifs 	3a, 4, 5 3a, 4, 5 1, 4 2
Tonalite 2	<ul style="list-style-type: none"> - Injections « bréchiques » 	3a, 3b, 4
Injections de tonalite	<ul style="list-style-type: none"> - Aplite 	4
Injections « bréchiques »	<ul style="list-style-type: none"> - Tonalite 2 	4
Aplite	<i>Pas de relation observée</i>	1, 4, 5
Dykes felsiques tardifs	<i>Pas de relation observée</i>	2

Tableau 2.2 – Relations de recoupement observées entre les phases pour les différentes stations créées dans le CEJ

Lithologie	Recoupée par / en enclave dans	Numéro de station
Roches mafiques	<ul style="list-style-type: none"> - Diorite 1 - Diorite 2 - Tonalite 1 - Tonalite 2 - Phase centrale 1 - Phase centrale 2 - Injections « bréchiques » - Aplite - Pluton de Rachel 	<ul style="list-style-type: none"> - 118 ; 120 - 1 ; 2 ; 17 ; 66 ; 68 ; 69 ; 70 ; 178 ; 179 ; 182 ; AFB0193 - 27 ; 70 ; 105 ; 107 ; 108 ; 150 ; 181 ; 182 ; 193 ; 195 ; 204 ; 205 ; 207 ; 253 - 9 ; 15 ; 20 ; 98 ; 102 ; 103 ; 104 ; 106 ; 109 ; 120 ; 152 ; 153 ; 154 ; 178 ; 254 - 43 ; 44 ; 45 ; 46 ; 98 ; 257 ; 305 - 58 ; 59 ; 60 ; 61 ; 62 ; 63 ; 64 ; 65 ; 101 ; 202 ; 204 ; 206 ; 256 ; 258 ; 260 ; 261 ; 263 ; 294 ; 295 ; 296 ; 297 ; 298 ; 299 - 97 ; 98 ; 107 - 105 - 159
Diorite 1	<ul style="list-style-type: none"> - Tonalite 1 - Injections « bréchiques » - Dykes felsiques tardifs 	<ul style="list-style-type: none"> - 120 - 120 - 121
Diorite 2	<ul style="list-style-type: none"> - Tonalite 1 - Tonalite 2 - Phase centrale 1 - Injections « bréchiques » 	<ul style="list-style-type: none"> - 3 ; 66 ; 67 ; 97 ; 177 ; 178 ; 182 ; 248 ; 250 ; 264 - 46 ; 70 ; 184 - 67 ; 97 - 184
Tonalite 1	<ul style="list-style-type: none"> - Phase centrale 1 - Phase centrale 2 - Dyke de pegmatite - Injections « bréchiques » - Aplite 	<ul style="list-style-type: none"> - 304 - 42 ; 104 ; 204 - 27 ; 107 ; 110 (poches) ; 113 ; 116 (+poches) ; 148 ; 150 (+poches) ; 158 ; 192 (+poches) ; 193 (+poches) ; 194 (+poches) ; 195 (+poches) ; JAH0319 ; JAH0322 ; 231 ; 232 ; 242 ; 243 ; 247 ; 249 (+poches) ; 250 - 97 ; 107 - 105
Tonalite 2	<ul style="list-style-type: none"> - Phase centrale 1 - Phase centrale 2 - Dykes de pegmatites - Injections « bréchiques » 	<ul style="list-style-type: none"> - 53 - 98 ; 101 ; 103 - 109 ; 147 ; 149 - 109
Phase centrale 1	<ul style="list-style-type: none"> - Dykes de pegmatites - Injections « bréchiques » - Aplite 	<ul style="list-style-type: none"> - 43 - 45 ; 53 ; 98 - 99
Phase centrale 2	<ul style="list-style-type: none"> - Dykes de pegmatites - Dykes « bréchiques » 	<ul style="list-style-type: none"> - 116 - 104
Aplite	<i>Pas de relation observée</i>	99 ; 105
Injections « bréchiques »	<i>Pas de relation observée</i>	45 ; 53 ; 97 ; 98 ; 104 ; 107 ; 109 ; 120 ; 184
Dykes de pegmatite	<i>Pas de relation observée</i>	27 ; 43 ; 107 ; 109 ; 110 (poches) ; 113 ; 116 (+poches) ; 147 ; 148 ; 149 ; 150 (+poches) ; 158 ; 192 (+poches) ; 193 (+poches) ; 194 (+poches) ; 195 (+poches) ; JAH0319 ; JAH0322 ; 231 ; 232 ; 242 ; 243 ; 247 ; 249 (+poches) ; 250
Pluton d'Anville	<i>Pas de relation observée</i>	19 ; 273 ; 274 ; 275 ; 276
Pluton de Rachel	<i>Pas de relation observée</i>	159 ; 229 ; 277 ; 278 ; 279

Tableau 2.3 – Synthèse des caractéristiques texturales et minéralogiques pour les principales lithologies du CEJ

Phase	Granulométrie	Couleur	Qtz	Feldspaths				Bt	Amphiboles			Minéraux accessoires	Altération
				Ind.	Pl	Afs ind.	Mc		Hbl	Act-Tr	Nature		
Diorite 1	0,3 à 2 mm	Gris à vert foncé	30 - 40	30 - 50				0 - 8				Ep, Aln	Cb (5 - 15) Chl (7 - 15)
Diorite 2	0,3 à 0,7 mm (indice Moly) 1 à 3 mm (CEJ)	Gris souris	8 - 32	35 - 55				0 - 2	< 10	< 5	Métam.	Ep, Aln, Ap	Cb (< 5) Chl (< 35)
Tonalite 1	0,7 à 3 mm Feldspaths porphyriques	1a : beige blanchâtre 1b : rosé et vert sapin	30 - 50		3 - 10	< 5 + perthites et myrméctites	30 - 40	X	< 5		Mag.	Ep, Aln	Cb (< 3) Ser (< 5)
Tonalite 2	1 à 5 mm	Beige clair à blanc	20 - 30		3 - 40 (And - Lab)	7 - 30	1 - 2	< 15	< 10	< 3	Mag.	Ep, Aln, Ap	Cb (< 15) Chl (< 10) Py (< 1)
Phase centrale 1	0,5 à 3 mm	Gris pâle	30 - 40		25 (And - Lab)	20	5	10 - 15	< 2	< 5	Mag.	Ttn, Zrn, Ep, Aln	Chl (< 2)
Phase centrale 2	0,5 à 4 mm Amphiboles porphyriques	Blanc et noir	5 - 10		30 - 45 (And - Lab)	5 - 20	< 2	< 5	30 - 35	< 5	Mag.	Ttn, Ep, Aln, Ap	Chl (< 3)
Enclaves de roches mafiques	Equigranulaire (< 1 mm jusqu'à 5 à 8 mm) ; macrocristaux de feldspath (3 mm à 4 cm)	« Poivre et sel »	< 7	25						< 50	Métam.	Ttn, Ep, Aln	Ser (< 30) Chl (< 10)
Dykes felsiques tardifs	0,3 à 5 mm, parfois feldspaths porphyriques	Rose violacé	25 - 30		40 (And - Lab)	20						Ep, Aln	Ser (< 10)
Pluton d'Anville	0,7 à 3 mm	Gris pâle	40		10 (Lab)	20	< 3						Chl (< 3) Ser (< 3)
Pluton de Rachel	Equigranulaire, 1 à 3 mm	Gris pâle	< 5	65				< 2	< 2		Mag. (?)		

CHAPITRE 3

MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

3.1 INTRODUCTION

Le CEJ montre une histoire métamorphique et structurale complexe. Les éléments abordés dans ce chapitre sont basés sur les observations de terrain et pétrographiques. Les événements métamorphiques enregistrés par le CEJ seront étudiés dans un premier temps, à la fois dans les 6 phases intrusives majeures du CEJ et dans leurs enclaves de roches mafiques. Le cas particulier de l'indice Moly-Desgagné sera également abordé. Le métamorphisme ayant une influence sur la déformation des roches du CEJ, celle-ci sera ensuite caractérisée à partir d'un état des connaissances (données de compilation) et des résultats des campagnes de terrain (indices de déformation et mesures structurales). Enfin, une synthèse présentera les différentes hypothèses formulées concernant les épisodes de métamorphisme et de déformation ayant affecté le CEJ.

3.2 DÉMARCHE ET DONNÉES UTILISÉES

Le degré de métamorphisme des roches est estimé dans cette section à l'aide de plusieurs critères minéralogiques. La nature, la texture des minéraux et l'assemblage minéralogique d'une roche permettent de déduire ses conditions de métamorphisme. Toutefois, ces éléments varient en fonction de la chimie des roches, qui n'expriment donc pas le métamorphisme de la même manière. Par exemple, les amphiboles se forment facilement dans les roches mafiques (basalte, gabbro), qui exprimeront donc mieux le métamorphisme au faciès des amphibolites que les roches felsiques (tonalites). Souvent, ces dernières ne contiennent pas, ou très peu d'amphiboles, dont la plupart est d'origine magmatique. Les critères utilisés dans cette section pour estimer soit le métamorphisme, soit les conditions de pression (P) et de température (T) dans lesquelles ont cristallisé les magmas, sont présentés dans un premier temps. La nature des feldspaths, des amphiboles et des chlorites sera déterminée à partir d'analyses à la microsonde. Les critères présentés, ainsi que les résultats des analyses, seront ensuite utilisés afin d'estimer les conditions qu'ont enregistré les roches pendant le métamorphisme ou leur cristallisation.

3.2.1 Critères pétrographiques et chimiques

Cette section a pour objectif de définir les critères qui seront utilisés afin d'estimer le métamorphisme et/ou les conditions P-T dans lesquelles ont cristallisé les magmas.

Les observations en lames minces permettent de différencier les amphiboles magmatiques des amphiboles métamorphiques. Les amphiboles sont d'origine magmatique lorsque : 1) il existe des intercroissances entre les amphiboles (automorphes à sub-automorphes) et les minéraux adjacents (feldspaths alcalins, plagioclases) ; et/ou 2) les amphiboles ont une texture pœcilitique, c'est-à-dire qu'elles contiennent des inclusions de forme irrégulière (feldspaths, quartz, biotite ou d'autres amphiboles). En particulier, la présence d'inclusions d'épidote, à cœur d'allanite ou non, est caractéristique des amphiboles magmatiques. L'épidote cristallise à plus grande profondeur que l'amphibole et avant celle-ci (20 – 25 km ; Zen et Hammarstrom 1984). Quant aux amphiboles métamorphiques, elles ne présentent pas ces intercroissances avec les minéraux adjacents. Leurs nombreuses inclusions sont de forme globuleuse, voire xénomorphe et prismatique lorsqu'elles sont recristallisées (texture pœciloblastique). Les amphiboles métamorphiques ne contiennent pas d'inclusions d'épidote. La chimie (et donc la formule structurale) des amphiboles indique si elles sont en équilibre avec les conditions de P et T du faciès des schistes verts (actinote, trémolite), de celui des amphibolites (tschermakite), ou à la transition entre les deux faciès (hornblende). Un assemblage de hornblende et de plagioclases de composition andésine à labradorite appuie des conditions P-T du faciès des amphibolites (Turner 1981). De plus, il est possible de calculer les conditions de cristallisation des amphiboles à l'aide de géothermobaromètres établis pour les amphiboles magmatiques (Putirka 2016 ; Anderson et Smith 1995 ; Mutch et al. 2016) et pour les amphiboles métamorphiques (Zenk et Schulz 2004). Ces calculs seront réalisés pour les amphiboles provenant de la diorite 2, de la phase centrale 2 et d'enclaves de roches mafiques.

La chlorite et les micas blancs (séricite) sont plutôt des indicateurs de conditions du faciès des schistes verts, de même que l'actinote et la trémolite (Turner 1981). Des calculs de géothermométrie seront utilisés pour préciser la température de formation des chlorites (Kranodiotis et MacLean 1987). Des plagioclases ayant une composition albitique appuient des conditions du

faciès des schistes verts (Turner 1981). Enfin, les textures du quartz et des feldspaths donnent des indices sur les conditions enregistrées par les roches. Des grains de quartz et de feldspaths recristallisés, formant des sous-grains et/ou des sous-grains polygonaux, indiquent que la roche a été métamorphisée dans des conditions proches des amphibolites (Turner 1981).

La détermination de la nature des feldspaths, des amphiboles et des chlorites est présentée en détail dans la section ci-dessous. Les résultats seront ensuite utilisés afin d'appuyer les observations de terrain et pétrographiques, et d'évaluer le degré de métamorphisme des roches.

3.2.2 Composition des feldspaths, des amphiboles et des chlorites

Des analyses *in situ* ont été réalisées à la microsonde de l'Université McGill (Montréal) afin de déterminer le contenu en éléments majeurs des feldspaths, des amphiboles et des chlorites présents dans les roches du CEJ. Les résultats de ces analyses sont présentés dans cette section.

3.2.2.1 Chimie des feldspaths

Les feldspaths de trois lames minces polies ont été analysés à la microsonde de l'Université McGill (Montréal) afin d'obtenir leurs compositions chimiques. La composition des feldspaths des autres lames polies n'ont pas pu être analysés en raison d'une séricitisation importante. Les résultats des analyses sont donnés en pourcentages d'oxydes et sont présentés à l'ANNEXE E. Les compositions des feldspaths sont calculées pour une base de 8 cations d'oxygène. Le contenu en K varie entre 0,001 et 0,003 apfu pour les 35 feldspaths analysés. Ils appartiennent donc tous au groupe des plagioclases, et leur composition varie principalement entre An_{31} et An_{64} (andésine à labradorite ; Figure 3.1).

Dans le cas des plagioclases de la phase centrale 2, il n'y a pas de variations compositionnelles majeures entre le cœur et la bordure des plagioclases (Figure 3.1 et Figure 3.2). Cela indique que le magma à partir duquel ils ont cristallisé n'a pas été perturbé par des pulses de composition différente (par exemple, recharge de la chambre magmatique, ou contamination), et que la cristallisation s'est faite à l'équilibre. Les plagioclases de la lame D058B2 ont majoritairement une composition d'andésine (An_{35}) et ceux de la lame D041A2 sont à la transition entre l'andésine et la labradorite (An_{42} à An_{52}). En revanche, deux populations de plagioclases semblent se distinguer

dans la lame D063A1 (Figure 3.1), qui correspond à une enclave de roche mafique. Un premier groupe a une composition d'andésine (bordures uniquement) tandis que le second est plutôt de la labradorite (cœurs et bordures). Toutefois, le nombre d'analyses est insuffisant pour vérifier cette tendance (12 mesures), d'autant plus que le cœur et la bordure des feldspaths ont rarement été mesurés au sein d'un même cristal.

Les compositions des plagioclases données par les résultats des analyses sont similaires à celles estimées par la méthode des angles d'extinction de la macle polysynthétique, qui est présentée à la section 2.1.2. Ceci permet de valider que la méthode de détermination des plagioclases au microscope optique est fiable et peut être utilisée lorsque les analyses *in situ* ne peuvent être réalisées (lames couvertes).

3.2.2.2 Chimie des amphiboles

Les observations au microscope optique ont permis de sélectionner les lames minces polies contenant des amphiboles (6 lames). Les résultats des 71 analyses d'amphiboles ont été traités à l'aide de la feuille de calcul Excel de Locock (2014), version 1.9.3 du 27 septembre 2017. Cette feuille de calcul permet de classer les amphiboles en groupes, sous-groupes et espèces, selon la nomenclature et la classification approuvée par la *Commission on New Minerals Nomenclature and Classification* de l'Association Minéralogique Internationale, telle que publiée par Hawthorne et al. (2012). La plupart des méthodes de calcul de P et de T sont construites en considérant $Si + Mg + Li \geq 13$. La procédure de normalisation « 13 eCNK » (normalisation pour que la somme totale de tous les cations, à l'exception de Ca, Na et K, soit égale à 13) est utilisée dans cette feuille calcul afin de pouvoir appliquer ces méthodes par la suite.

La classification des amphiboles est basée sur la nature des groupes de cations entrant dans les sites A, B et C et des groupes d'anions entrant dans le site W (Hawthorne et al. 2012). La composition générale des minéraux du supergroupe de l'amphibole est donnée par la formule structurale suivante :

Équation 3.1
$$AB_2C_5T_8O_{22}W_2$$

Où :

A = □, Na, K, Ca, Pb, Li

B = Na, Ca, Mn²⁺, Fe²⁺, Mg, Li

C = Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Ti⁴⁺, Li

T = Si, Al, Ti⁴⁺, Be

W = (OH), F, Cl, O²⁻

L'ensemble des amphiboles analysées appartient au groupe des amphiboles calciques. Les amphiboles sont des magnésio-hornblendes ou des tschermakites. Les amphiboles provenant des enclaves de roches mafiques sont des magnésio-hornblendes ou des tschermakites, celles provenant de la diorite 2 sont des magnésio-hornblendes, et celles provenant de la phase centrale 2 sont des tschermakites. Toutefois, leur composition chimique varie légèrement entre le cœur et la bordure d'un même cristal (Figure 3.3), ce qui est détaillé ci-dessous.

Les amphiboles de la lame D027B1 (enclave de roche mafique) sont exclusivement de la magnésio-hornblende. Les bordures semblent montrer des valeurs de A* légèrement plus élevées que les cœurs, mais cela n'est pas significatif au regard du nombre de mesures. Les amphiboles de la lame D055A1 (enclave de roche mafique) ont des cœurs de magnésio-hornblende tandis que les bordures sont de tschermakite. Les valeurs de A* sont plus élevées pour ces amphiboles que pour celles de la lame D063A1, qui est également une enclave de roche mafique. Dans cette lame, les amphiboles ont un cœur de magnésio-hornblende et des bordures de magnésio-hornblende ou de tschermakite.

Les amphiboles de l'échantillon de diorite 2 (lame D069C2) sont toutes des magnésio-hornblendes, de composition globalement similaire à celles des lames D027B1 et D063A1 (enclaves de roches mafiques). Les analyses réalisées dans la bordure des amphiboles montrent des valeurs de A* plus élevées que les cœurs, mais le nombre de mesures (2) est insuffisant pour que cela soit jugé représentatif.

Enfin, les amphiboles des lames réalisées dans la phase centrale 2 (D041A2 et D058B2) sont uniquement des tschermakites. Dans les deux cas, les bordures des amphiboles ont des valeurs de

A* plus élevées que les cœurs et des valeurs de C* plus faibles pour les bordures que pour les cœurs.

3.2.2.3 Chimie des chlorites

Un total de 38 analyses de chlorites a été réalisé à la microsonde sur 4 lames minces provenant de l'indice Moly-Desgagné. Leurs formules structurales ont été calculées à l'aide du programme Windows WinCcac (Yavuz et al. 2015), sur la base de 14 oxygènes. Le logiciel a également calculé l'occupation de chaque site cationique, ce qui permet de classifier les chlorites analysées.

Le diagramme ternaire $Al+□ - Fe - Mg$ (Figure 3.4) montre que les chlorites des quatre lames minces sont toutes de type I (trioctaédriques ; Zane et Weiss 1998), à la limite entre les chlorites ferrifères et les chlorites magnésiennes. Les chlorites ferrifères proviennent du décapage 3a de l'indice Moly-Desgagné (lames D135A2 et D135D3), tandis que les chlorites plus riches en Mg proviennent des décapages 4 et 5 (lames D137F6 et D136A1 respectivement).

Le diagramme de Wiewióra et Weiss (1990) permet de préciser la classification des chlorites (Figure 3.5). Les chlorites des 4 lames minces ont une composition intermédiaire entre la ripidolite et le clinochlore. Les chlorites de la lame D135A2 sont plus proches du pôle ripidolite (Si de 2,5 à 2,7 apfu environ), tandis que celles de la lame D135A2 contiennent plus de Si (2,8 à 3 apfu) et sont donc plus proches du pôle clinochlore. Les chlorites des lames D136A1 et D137F6 ont une composition intermédiaire entre la ripidolite et le clinochlore (Si de 2,6 à 2,8 apfu).

3.3 MÉTAMORPHISME

3.3.1 Métamorphisme des phases intrusives

Les 6 phases intrusives présentent des caractéristiques chimiques différentes et donc des assemblages minéralogiques et des textures différentes. Elles n'expriment pas le métamorphisme de la même façon. Elles seront abordées séparément afin de prendre compte leurs caractéristiques intrinsèques.

3.3.1.1 Diorite 2

La diorite 2 contient environ 20 % d'amphiboles. Il s'agit principalement de hornblende verte d'origine magmatique, comme le montrent les macles simples ainsi que les contacts francs et les intercrystallisations entre les cristaux d'amphiboles et de feldspaths (Figure 3.6 a). Plus précisément, les analyses à la microsonde montrent que ces amphiboles sont des magnésio-hornblendes. Le quartz observé dans les 5 lames minces est interstitiel et forme des sous-grains, qui sont parfois de forme sub-hexagonale. Les bordures des cristaux de feldspaths sont ondulées, principalement au contact avec le quartz. D'après les critères présentés à la section 3.2.1, ces éléments montrent que la diorite 2 se met en place dans des conditions compatibles avec celles du faciès des amphibolites.

Des actinotes interstitielles et/ou situées le long des clivages et des bordures des cristaux de hornblende sont parfois observées (Figure 2.5 h). La présence de ce second type d'amphibole indique une recristallisation des hornblendes vertes magmatiques lors d'une diminution de la température (schistes verts ; Turner 1981). De plus, les lames D003A1, D069B1 et D069C2 (Figure 3.6 b) contiennent des baguettes de chlorites interstitielles, alignées ou formant des amas d'orientation aléatoire. Cela plaide ici encore en faveur de la circulation de fluides hydrothermaux lors d'une phase de métamorphisme rétrograde.

3.3.1.2 Tonalite 1

La plupart des grains de quartz observés dans les lames minces de tonalite 1 forment des sous-grains, localement hexagonaux. Des feldspaths qui sont en contact avec le quartz ont une bordure irrégulière et les plagioclases sont de l'andésine et de la labradorite. Ces éléments sont en accord avec un métamorphisme dans des conditions du faciès des amphibolites. Toutefois, les observations de terrain montrent que la tonalite 1 ne contient généralement pas d'amphiboles (Figure 2.9 a). Lorsqu'elle en contient, les lames minces indiquent qu'il s'agit d'actinote. Les cristaux d'actinote sub-automorphes à automorphes montrent des intercroissances avec des feldspaths et de l'épidote. On peut donc supposer que ces actinotes sont le produit de la recristallisation d'amphiboles magmatiques primaires, à des conditions de température du faciès des schistes verts (200 – 350 °C), selon les critères établis à la section 3.2.1. Ceci est confirmé par

la présence de veinules de micas blancs et de rares chlorites alignées dans les plans de foliation (Figure 2.9 d).

3.3.1.3 Tonalite 2

Le quartz de chacune des lames de tonalite 2 est interstitiel. Il forme rarement des sous-grains et lorsque c'est le cas, ils sont très peu marqués. Les plagioclases correspondent ici encore à de l'andésine et de la labradorite. Quelques microclines montrent un début de recristallisation, dont l'effet est visible au niveau de la macle. Les marqueurs de conditions de métamorphisme au faciès des amphibolites sont moins marqués que dans la diorite 2 et la tonalite 1. En outre, la tonalite 2 ne contient pas ou très peu d'amphiboles (< 7 % ; Figure 2.9 f). Les observations en lames minces indiquent que, lorsque présentes, les hornblendes vertes sont d'origine magmatique. Elles cristallisent à l'équilibre avec les biotites et les feldspaths (interpénétration de cristaux et inclusions ; Figure 2.9 g et Figure 3.6 c). Les bordures de certaines hornblendes sont déstabilisées et sont partiellement remplacées par de l'actinote-trémolite. Cela traduit une diminution de la température mais sans apport de fluides (recristallisation au faciès des schistes verts, 200 – 350 °C ; Turner 1981).

3.3.1.4 Phase centrale 1

La phase centrale 1 contient 1 à 5 % d'amphiboles (Figure 2.12 a). Les observations en lames minces montrent que ces amphiboles sont de la hornblende verte d'origine magmatique : elles contiennent des inclusions de biotite, de plagioclases et de quartz et montrent des intercroissances avec les biotites et les épidotes (Figure 3.6 d). Les observations pétrographiques indiquent que le quartz forme des sous-grains. Les bordures des feldspaths sont ondulées dans les 4 lames et sans exception (Figure 2.12 b). Les plagioclases ont une composition intermédiaire entre l'andésine et la labradorite. Les textures et les assemblages minéralogiques de la phase centrale 1 sont compatibles avec les conditions métamorphiques du faciès des amphibolites.

Dans le cas de la lame D045B1, les biotites commencent à être remplacées par de la chlorite (pennine/ripidolite). La bordure ouest de la phase centrale 1 semble donc être affectée par une circulation de fluides dans des conditions compatibles avec le faciès des schistes verts. Le contact

entre cette phase et la phase CEJ2 du MERN pourrait constituer une zone de faiblesse propice pour la circulation de fluides.

3.3.1.5 Phase centrale 2

La phase centrale 2 contient environ 30 % d'amphiboles. En lames minces, les observations montrent qu'il s'agit principalement de hornblende verte magmatique, car les cristaux sont automorphes et montrent des intercroissances avec les feldspaths, la biotite et l'épidote magmatique (Figure 2.12 d). En effet, on retrouve des intercroissances et des inclusions de ces minéraux dans les hornblendes (Figure 2.12 e et Figure 3.6 e). Le quartz, bien que peu abondant, est interstitiel aux phénocristaux de feldspath. Il forme systématiquement des grains et des sous-grains polygonaux. Les plagioclases sont de l'andésine et de la labradorite. Ainsi, ces éléments montrent que la phase centrale 2 a cristallisé dans les conditions du faciès des amphibolites, selon les critères énoncés dans la section 3.2.1. La granulométrie de la roche n'a simplement pas permis aux cristaux les plus grands (feldspaths) de recrystalliser, comme les grains plus petits (quartz interstitiel). Les analyses à la microsonde indiquent également que les amphiboles sont de la tschermakite. Ce type d'amphibole est retrouvé à l'équilibre dans des roches de moyenne à haute pression (10 – 20 kbar à > 20 kbar ; conditions de type amphibolites).

Les hornblendes vertes commencent à recrystalliser en actinote, ce qui traduit ici encore une diminution de la température (faciès des schistes verts, 200 – 350 °C), mais sans apport de fluides. En revanche, la légère chloritisation des amphiboles dans la lame D058B2 n'a pu se faire qu'avec un apport de fluides aux conditions des schistes verts.

3.3.2 Le métamorphisme des enclaves de roches mafiques

L'ensemble des enclaves de roches mafiques (basaltes et gabbros) a été métamorphisé au faciès des amphibolites. En effet, toutes les enclaves décrites présentent une texture dite « poivre et sel », constituée de grains d'amphiboles et de feldspaths. Généralement, les grains ont une taille homogène d'environ 0,5 à 1 mm (Figure 2.12 f). Toutefois, à certains endroits, les amphiboles peuvent être plus grandes (2 à 4 mm), et sont dans ce cas, entourés d'auréoles de feldspaths (Figure 2.12 g). Les enclaves contiennent souvent des macrocristaux de feldspaths épidotisés et

séricitisés. Des niveaux lités sont parfois intercalés dans les enclaves de basalte métamorphisés (Figure 2.12 h). Ceux-ci sont toutefois trop déformés et altérés pour déterminer avec certitude la nature de leur protolithe. Certains niveaux lités contiennent des grenats de teinte rougeâtre (almandin), indiquant un métamorphisme de type schistes verts supérieur au minimum.

Les observations pétrographiques en lames minces confirment que les amphiboles des enclaves sont d'origine métamorphique. Par exemple, dans le cas de la lame D027B1, les amphiboles sont représentées par de l'actinote (48 %) qui cristallise en amas et qui remplace les cristaux de pyroxène (Figure 2.15 a). Les actinotes ont une texture poëciloclastique : elles contiennent beaucoup d'inclusions de forme globuleuse (quartz, feldspaths). Les analyses à la microsonde indiquent que ces amphiboles sont de la magnésio-hornblende, ce qui confirme cette hypothèse. La lame D027B1 contient également beaucoup de micas blancs (quasiment 30 %) qui remplacent des feldspaths. Or, ceux-ci sont typiques d'un faciès de plus basse température, de type schistes verts (200 – 350 °C). Cela indique un épisode de métamorphisme rétrograde. Les amphiboles de la lame D045A1 sont également d'origine métamorphique, de même que celles de la lame D063A1. Cette dernière contient environ 65 % d'amphiboles (magnésio-hornblende et tschermakite, selon les analyses à la microsonde) formant des agrégats, ainsi qu'un macrocristal de feldspath séricitisé et épidotisé (Figure 2.15 b). Les plagioclases des enclaves sont principalement de la labradorite, mais aussi de l'andésine. Les enclaves contiennent peu de quartz, mais lorsque c'est le cas, il forme des sous-grains polygonaux ainsi que des inclusions hexagonales dans les amphiboles.

La présence d'amphiboles stables dans des conditions typiques du faciès des amphibolites (magnésio-hornblende et tschermakite), la nature des plagioclases ainsi que les textures du quartz indiquent que les enclaves de roches mafiques ont subi un métamorphisme de haut grade.

3.3.3 Le cas de l'indice Moly-Desgagné

3.3.3.1 Décapage 2

Le décapage 2 de l'indice Moly-Desgagné est principalement composé de diorite 1 et d'une enclave de roche mafique, toutes deux rubanées.

L'enclave est formée de plus de 70 % d'amphiboles noires mesurant de 0,5 à 1 mm ou de 2 à 3 mm de longueur selon les rubans, et d'environ 30 % de feldspaths interstitiels. Les variations de la taille des amphiboles peuvent être un effet du degré de recristallisation métamorphique dans une roche où les minéraux peuvent croître librement, donc dans une roche qui avait initialement une granulométrie fine (basalte). Les amphiboles représentent 55 % de la lame mince D055A1, ce qui est une quantité inhabituellement élevée pour un basalte ou un gabbro (Figure 2.15 c). En effet, ces types de roches contiennent plutôt des pyroxènes, qui peuvent être remplacés par des amphiboles lors d'un métamorphisme au faciès des amphibolites. Les amphiboles représentent 52 % de la lame, la majorité correspondant à de la hornblende verte (49 %). Plus précisément, les analyses à la microsonde montrent qu'il s'agit de magnésio-hornblende et de tschermakite. De plus, les cristaux (~ 1 à 1,5 mm) ne montrent pas de macle simple, leurs bordures ne sont pas nettement définies, et ils peuvent contenir des inclusions de quartz de forme globuleuse (Figure 3.6 f). Une minorité d'actinotes est également identifiée (3 %) et les cristaux sont alors plus petits que ceux de hornblende. Les amphiboles (hornblende et actinote) sont altérées en chlorite au niveau de leurs bordures et le long des clivages (Figure 3.6 f et g). Les teintes de polarisation bleu nuit des baguettes indiquent qu'il s'agit de pennine, qui représente environ 7 à 10 % de la roche. Les feldspaths sont entièrement séricitisés.

La diorite 1 contient également des amphiboles (< 10 %). Elle est recoupée par des zones riches en chlorite (feuilletés alignés), auxquelles sont localement associés des grains de pyrite. La présence d'inclusions d'épidotes magmatiques, automorphes et à cœur d'allanite, dans certaines amphiboles (~ 6 %) montre que ces dernières sont primaires et d'origine magmatique. Les intercroissances entre des hornblendes et des feldspaths automorphes confirment cette origine. D'autres amphiboles (~ 4 %) ont une texture poëcloblastique (quartz et feldspaths xénomorphes). Celles-ci ont donc plutôt une origine métamorphique. La diorite 1 contient également quelques grains de pyrite et environ 10 % de chlorite interstitielle. Il s'agit principalement de ripidolite (< 0,3 mm), même si quelques grains de pennine sont distinguables (0,5 mm). Les feldspaths sont séricitisés, mais quelques plagioclases restent visibles (labradorite).

3.3.3.2 Décapage 3

Les décapages 3a et 3b sont majoritairement composés de tonalite 2. Cette lithologie ne contient pas d'amphiboles sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné. Les observations en lames minces montrent que le quartz est interstitiel aux grains de feldspaths et qu'il forme des sous-grains. Au contact avec le quartz, les feldspaths ont une bordure ondulée et irrégulière. Les plagioclases ont une composition d'andésine à labradorite.

Les observations en lames minces indiquent également que la tonalite 2 contient environ 15 % de chlorite (pennine) disséminée, alignée selon la foliation, et qui remplace la biotite. Un ruban riche en chlorite est observé sur le décapage 3b.

3.3.3.3 Décapage 4

La diorite 1 et la tonalite 2 sont les lithologies principales de l'indice Moly-Desgagné. Les observations pétrographiques indiquent qu'elles ne contiennent pas d'amphiboles. En revanche, elles montrent que les grains de quartz sont recristallisés (sous-grains), de même que les bordures des feldspaths.

Plusieurs corridors orientés environ N130 et riches en chlorite verte recourent les phases tonalitiques et dioritiques. Les deux couloirs principaux sont subverticaux et ont une épaisseur de 50 à 60 cm. La roche est composée d'agrégats de chlorite vert sapin (aspect schisteux) et de cubes de pyrite millimétriques (0,5 à 2 mm) intercalés entre les feuillets de chlorite. Les observations pétrographiques en lames minces indiquent que la chlorite forme des filaments et des petites baguettes de teinte beige à noire (chlinochlore à ripidolite) (Figure 3.6 h) alignés selon la direction de la schistosité. La chlorite est associée à de la séricite et de la muscovite (15 %). La tonalite 2 contient également jusqu'à 10 % de chlorite interstitielle.

3.3.3.4 Décapage 5

La majeure partie de ce dernier décapage est composée d'une roche mafique plissée et riche en chlorite, contenant des cubes de pyrite d'environ 1 mm. En lames minces, elle est caractérisée par un assemblage de 50 % de chlorite (ripidolite et clinochlore), de 30 % de feldspaths séricitisés (plagioclases : andésine à labradorite), de 20 à 30 % de carbonates et de 10 à 15 % de quartz.

Quelques grains de pyrite sont présents entre et dans les baguettes de chlorite, qui sont alignées selon la foliation. La diorite 1 et la tonalite 2 sont minoritaires sur ce décapage, et les observations de terrain indiquent qu'elles ne semblent pas contenir d'amphiboles.

3.3.3.5 Synthèse pour les décapages de l'indice Moly-Desgagné

Les minéraux (hornblende magmatique, andésine et labradorite) ainsi que les textures observées dans les roches intrusives des décapages de l'indice Moly-Desgagné indiquent qu'elles cristallisent dans les conditions du faciès des amphibolites. Les rubans d'enclaves de roches mafiques observés sur décapage 2 contiennent quant à eux des amphiboles métamorphiques (magnésio-hornblende et tschermakite), qui cristallisent dans des conditions métamorphiques de plus haut grade.

Ces roches contiennent de la chlorite disséminée et interstitielle qui remplace parfois de la biotite ou des amphiboles. Les roches contiennent occasionnellement des grains de pyrite et des carbonates. Les feldspaths sont parfois fortement séricitisés. Des rubans de chlorite, accompagnés de carbonates, de micas blancs et de pyrite, sont localisés dans certains couloirs orientés environ N130. Ces éléments indiquent que : 1) les amphiboles et les plagioclases, qui sont stables dans les conditions du faciès des amphibolites, ont été déstabilisées par un fluide hydrothermal de moyenne température (200 – 350 °C) dans des conditions rétrogrades (faciès des schistes verts) ; et 2) les circulations de fluides tardives en équilibre thermique avec les conditions du faciès des schistes verts sont canalisées dans les couloirs orientés environ N130.

3.3.4 Conditions de cristallisation des amphiboles et des chlorites

La nature des amphiboles et des plagioclases, ainsi que les assemblages minéralogiques et leurs textures, ont permis d'estimer les conditions de mise en place des roches. Dans cette section, les calculs de géothermobarométrie et de thermométrie appliqués respectivement aux amphiboles et aux chlorites seront utilisés afin de préciser les conditions de P et/ou de T de leur cristallisation.

3.3.4.1 Géothermobarométrie des amphiboles

Dans le cas des roches plutoniques (amphiboles magmatiques), les calculs de géothermobarométrie permettront d'estimer les conditions P-T dans lesquelles ces minéraux magmatiques ont cristallisé. Dans le cas des roches métamorphisées (amphiboles métamorphiques), les calculs permettent d'estimer les conditions P-T du métamorphisme.

Les observations pétrographiques en lames minces (voir CHAPITRE 2 et sections 3.3.1 à 3.3.3 du présent chapitre) ont montré que les amphiboles des lames D069C2 (diorite 2), D041A2 et D058B2 (phase centrale 2) sont d'origine magmatique, tandis que les amphiboles des lames D027B1, D055A1 et D063A1 (enclaves de roches mafiques) sont d'origine métamorphique. La répartition dans l'espace de ces échantillons est présentée à la Figure 3.7. Les deux groupes d'amphiboles seront présentés successivement.

3.3.4.1.1 Amphiboles magmatiques

La majorité des calculs de pression de cristallisation des batholithes intermédiaires à felsiques est dépendant de la température. En effet, les amphiboles sont sensibles à la température et à la composition du liquide plutôt qu'à la pression. Ainsi, pour pouvoir utiliser le géobaromètre proposé par Anderson et Smith (1995), trois critères doivent être respectés : 1) les amphiboles ont cristallisé en équilibre avec un assemblage quartz + feldspaths alcalin + biotite + oxyde de Fe-Ti + titanite + produit fondu (*melt*) + fluide ; 2) la température de cristallisation des amphiboles doit être inférieure à 800 °C ; et 3) le ratio $[Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg)]$ doit être compris entre 0,40 et 0,65 (Anderson et Smith 1995 ; Putirka 2016). Dans les paragraphes suivants, ces critères seront vérifiés pour les amphiboles magmatiques étudiées, avant de calculer leur pression de cristallisation.

Le critère 1) concerne l'assemblage minéralogique. Les résultats présentés au CHAPITRE 2 ont montré que les amphiboles magmatiques des trois lames minces étudiées ici sont automorphes. Cela permet de supposer qu'elles avaient de l'espace lors de leur cristallisation, indiquant une cristallisation en présence d'un magma (*melt*). Dans le cas de cette étude, les roches étudiées ne contiennent pas d'oxydes de Fe-Ti. Cependant, il est possible que du rutile ou de l'ilménite aient réagi avec des silicates durant le métamorphisme, pour produire, par exemple, de la titanite

(rétrogression ; Lucassen et al. 2010). L'assemblage magmatique initial aurait donc contenu des oxydes de Fe-Ti. Les observations microscopiques ont également montré la présence de quartz, de feldspaths alcalins et plagioclases, de biotite et de titanite dans les lames D041A2 et D058B2 (phase centrale 2). La lame D069C2 (diorite 2) contient du quartz et des feldspaths séricitisés. Par comparaison avec les autres lithologies de la zone d'étude, il est probable que ces feldspaths correspondent à des plagioclases et à des feldspaths potassiques. La biotite est altérée en chlorite. Aucun cristal de titanite n'est observé dans la lame D069C2, mais de faibles proportions de ce minéral sont observées dans d'autres lames de diorite 2. Tous les éléments de l'assemblage requis sont donc observés dans les 3 lames minces, à l'exception de la phase fluide. Les phases du CEJ contiennent peu de pegmatites. Par conséquent, il est donc possible que les amphiboles n'aient pas cristallisé en présence d'une phase fluide, ce qui pourrait engendrer imprécisions dans le calcul des pressions.

Le critère 2) concerne la température de cristallisation des amphiboles magmatiques. Elle est calculée à l'aide de la formule de Putirka (2016) (Équation 3.2). Il s'agit d'un thermomètre indépendant de la pression et basé uniquement sur la composition de la hornblende.

Équation 3.2

$$T (\pm 30 \text{ }^{\circ}\text{C}) = 1781 - 132,74 [Si_{\text{Amp}}] + 116,6 [Ti_{\text{Amp}}] - 69,41 [Fe_{\text{totAmp}}] + 101,62 [Na_{\text{Amp}}]$$

La Figure 3.8 montre les températures obtenues pour le cœur et la bordure des amphiboles magmatiques des lames D041A2, D058B2 et D069C2. Le cœur des amphiboles de la lame D041A2 a cristallisé à des températures variant entre 773 et 843 °C, tandis que leur bordure semble avoir cristallisé à des températures plus élevées (814 à 854 °C). La même tendance est observée pour les amphiboles de la lame D058B2, avec un cœur ayant cristallisé entre 696 et 825 °C et une bordure entre 783 et 855 °C. Enfin, les amphiboles de la lame D069C1 (diorite 2) ont globalement cristallisé à des températures plus faibles que celles de la phase centrale 2, soit entre 728 et 750 °C. Il y a trop peu de mesures sur la bordure des amphiboles (2 contre 9) pour visualiser une augmentation ou une diminution de la température entre le cœur et la bordure des amphiboles.

Le critère 2), concernant la température, est validé pour 20 % des analyses ponctuelles de la lame D41A2 et pour 65 % des analyses de la lame D058B2. Ce sont majoritairement les analyses des bordures des amphiboles qui ont une température supérieure à 800 °C. L'ensemble des analyses ponctuelles de la lame D069C1 valide le critère de température, avec des températures inférieures à 800 °C. Les pressions ont tout de même été calculées pour l'ensemble des points, incluant ceux ayant une température supérieure à 800 °C. La cohérence des résultats pour ces points sera discutée par la suite. Le critère 3) concerne les valeurs du ratio $[Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg)]$. Ce ratio varie entre 0,45 et 0,56 pour la lame D041A2, entre 0,41 et 0,58 pour la lame D058B2, et entre 0,41 et 0,45 pour la lame D069C1. Ces valeurs sont comprises dans le champ de valeurs définies par Anderson et Smith (1995) et Putirka (2016). Les trois prérequis étant vérifiés et validés, le géobaromètre d'Anderson et Smith (1995) peut être utilisé pour calculer la pression à laquelle ont cristallisé les amphiboles (Équation 3.3).

Équation 3.3

$$P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76Al - 3,01 - \left(\frac{T^{\circ}C - 675}{85} \right) \times 0,53Al + 0,005294 (T^{\circ}C - 675)$$

La Figure 3.9 représente les variations de pression pour les lames D041A2 et D058B2 (phase centrale 2) et la lame D069C2. Cela fait ressortir que les amphiboles de la phase centrale 2 ont cristallisé entre 3,5 et 5,5 ± 0,6 kbar environ. Les amphiboles de la lame D041A2 semblent avoir enregistré des pressions légèrement supérieures à celles de la lame D058B2 (3,5 à 5,9 ± 0,6 kbar contre 2,8 à 5 ± 0,6 kbar respectivement). Les valeurs sont assez étalées et les médianes sont d'environ 5 kbar (D041A2) et 4 kbar (lame D058B2). Quant aux amphiboles de la lame D069C2, elles se sont formées à des pressions plus faibles, de l'ordre de 2,3 kbar environ (1,9 à 2,5 ± 0,6 kbar).

Les variations de P et de T enregistrées par les amphiboles sont représentées sur la Figure 3.10. Le graphique montre que les amphiboles de la diorite 2 (lame D069C2) se sont formées entre 2 et 3 kbar, pour des températures variant entre 715 et 750 °C. Les amphiboles de la phase centrale 2 se sont formées à des pressions et à des températures plus élevées. Le graphique fait ressortir que les cœurs des amphiboles de la lame D058B2 se sont formées entre 738 et 750 °C et

à des pressions de l'ordre de 3 à 4 kbar. En revanche, leur bordure a cristallisé à des températures plus élevées (825 à 868 °C). Les calculs de pression par la méthode d'Anderson et Smith (1995), qui sont moins fiables pour des températures supérieures à 800 °C, donnent des pressions plus élevées (4 à 6 kbar). Pour la lame D041A2, la majorité des analyses d'amphiboles, cœurs et bordures, montrent des températures supérieures à 800 °C (808 à 865 °C). Les pressions enregistrées par les cœurs sont légèrement plus basses que celles enregistrées par les bordures, soit d'environ 3,5 kbar contre 5 à 6 kbar respectivement. Cette tendance peut être discutée, mais les deux points d'analyses de cœurs d'amphiboles ayant une température inférieure à 800 °C ont une pression calculée similaire (4 et 5 kbar). Les résultats obtenus sont donc cohérents. Globalement, les amphiboles magmatiques montrent une augmentation de la pression et de la température depuis le cœur vers la bordure d'un même cristal. Cela pourrait être dû à : 1) une augmentation des conditions de P et de T durant la cristallisation des amphiboles ; 2) à une déstabilisation de ces amphiboles magmatiques lors d'un épisode de métamorphisme prograde ; ou 3) à un réchauffement de la chambre magmatique où cristallisent les amphiboles, dû à l'injection d'un volume de magma supplémentaire pouvant être de composition similaire ou différente de celle du magma déjà présent. De plus, les amphiboles de la lame D058B2 ont globalement une température de cristallisation légèrement plus basse que celle de la lame D041A2, alors que ces deux lames proviennent de la phase centrale 2. Ces températures de cristallisation plus faibles peuvent s'expliquer par le fait que la lame D058B2 se situe en bordure de la phase centrale 2, qui se refroidit plus rapidement que le centre de la phase (lame D041A2 ; Figure 3.7).

Le géobaromètre de Mutch et al. (2016), qui est indépendant de la température, a été calculé (Équation 3.4) afin de vérifier la cohérence des résultats de pression obtenus avec le géobaromètre d'Anderson et Smith (1995), qui est dépendant de la température.

Équation 3.4

$$P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = 0,5 + 0,331 \times A/t_{\text{tot}} + 0,995 \times (A/t_{\text{tot}})^2$$

Les pressions enregistrées par les amphiboles magmatiques de la lame D069C2 (cœurs et bordures), calculées avec le géobaromètre de Mutch et al. (2006), sont similaires à celles calculées à l'aide du géobaromètre d'Anderson et Smith (1995). La pression moyenne calculée est de $2,52 \pm$

0,35 kbar. Les résultats obtenus pour les cœurs des amphiboles des lames D041A2 et D058B2 sont également similaires à celles calculées avec le géobaromètre d'Anderson et Smith (1995). Ces pressions sont de $4,76 \pm 0,16$ kbar et de $3,52 \pm 0,68$ kbar respectivement. En revanche, les températures calculées pour les bordures sont supérieures de 3 à 5 kbar par rapport à l'autre géobaromètre. Les bordures des amphiboles des lames D041A2 et D058B2 ont respectivement enregistré des pressions allant de 5,61 à 10,21 kbar ($9,52 \pm 3,82$ kbar en moyenne) et de 4,77 à 9,25 kbar ($7,17 \pm 0,47$ kbar en moyenne). L'équation de Mutch et al. (2016) montre qu'une augmentation du contenu en Al (apfu) des amphiboles implique une augmentation de la pression calculée. Donc, les importantes variations de pression enregistrées entre le cœur et la bordure des amphiboles des lames D041A2 et D058B2 pourraient être dues à une augmentation de la quantité d'Al dans le magma à partir duquel cristallisent les amphiboles plutôt qu'à une augmentation de la pression. Cette augmentation de la quantité d'Al dans le magma pourrait avoir été causée par une recharge de la chambre magmatique par un magma plus riche en Al durant la cristallisation des amphiboles.

3.3.4.1.2 Amphiboles métamorphiques

Les conditions P-T de cristallisation des amphiboles métamorphiques ont été calculées selon la méthode de Zenk et Schulz (2004), en utilisant la feuille de calcul Excel de Gerya et al. (1997) et les Équation 3.5 et Équation 3.6.

Équation 3.5

$$T (\pm 37 \text{ }^{\circ}\text{C}) = \frac{4701}{(1,825 - 1,987 \ln (\frac{8}{15,5} - \frac{Si_{Amp}}{\sum cat} + 0,07531))} - 273$$

Équation 3.6

$$P (\pm 1,2 \text{ kbar}) = ((-425 - 1719 \times \frac{XA_{I_M}}{XA_{I_M} + \frac{Fe^{3+}_{Amp}}{2,763}}) + 2,75 T(^{\circ}\text{K}) + 1,987 T(^{\circ}\text{K}) \ln (XA_{I_M})) + 1)/1000$$

Où :

$$XA_{I_M} = \frac{Si_{Amp} + Al_{Amp} - 8}{2,763} ;$$

Si_{Amp} , Al_{Amp} , Fe^{3+}_{Amp} et $\sum cat$ sont respectivement les quantités de Si, d' Al^{tot} , Fe^{3+} et la somme des cations dans l'amphibole, données en apfu. Les quantités d'éléments utilisées (en apfu) sont celles obtenues à l'issue du calcul des formules structurales des amphiboles à la section 3.2.2.2.

Trois conditions doivent être remplies pour pouvoir utiliser la feuille de calcul de Gerya et al. (1997) : 1) les formules structurales doivent être calculées à l'aide de la méthode de normalisation « 13 eCNK » ; 2) la méthode ne s'applique qu'à des amphiboles calciques ; 3) la paragenèse ne doit pas comporter de plagioclases dont la composition est inférieure à An_{10} . Les trois conditions sont validées pour les amphiboles métamorphiques de l'étude : 1) la méthode de normalisation « 13 eCNK » a été utilisée pour calculer les formules structurales (voir section 3.2.2.2) ; 2) l'ensemble des amphiboles métamorphiques est de la magnésio-ferri-hornblende, voire de la tschermakite, qui appartiennent au groupe des amphiboles calciques (voir section 3.2.2.2) ; et 3) les observations pétrographiques (voir CHAPITRE 2) montrent que les plagioclases des trois lames ont une composition supérieure à An_{40} , ce qui est validé par les analyses à la microsonde sur les plagioclases de la lame D063A1 (voir section 3.2.2.1).

La méthode « V3 » de Gerya et al. (1997), qui utilise une calibration basée sur des données naturelles, a été utilisée pour calculer les températures et pressions des amphiboles métamorphiques. Les résultats obtenus pour les températures sont similaires à ceux calculés de façon empirique par les méthodes « V2 » et « V4 », mais avec des pressions légèrement supérieures (Zenk et Schulz 2004).

Les variations de P-T enregistrées par les amphiboles métamorphiques des enclaves de roches mafiques sont présentées à la Figure 3.10. Les pressions enregistrées sont élevées et variables (de 3 à 7,5 kbar) et les températures sont comprises entre 450 et 650 °C. D'une façon générale, une augmentation de la pression et de la température est observée entre le cœur et la bordure des amphiboles des trois lames minces.

La lame D027B1 montre les plus faibles pressions et températures et le moins de variations (3 à 4 kbar et 460 à 520 °C), que cela soit pour les cœurs ou pour les bordures des amphiboles. En revanche, la lame D063A1 montre des variations de pression et de température de l'ordre de 3 kbar

et 200 °C. Pour le cœur des amphiboles, la pression varie entre 4,3 et 6 kbar et la température entre 525 et 575 °C. Les bordures enregistrent des pressions variant entre 5,5 et 7,5 kbar et des températures comprises entre 575 et 625 °C environ. Enfin, les amphiboles de la lame D055A1 montrent des pressions allant de 5,5 à 6,8 kbar pour le cœur et de 6,2 à 7 kbar pour les bordures. Les températures varient peu entre les cœurs et les bordures et atteignent environ 625 °C (cœur) et 640 °C (bordure). Les températures obtenues sont cohérentes avec celles du faciès métamorphique des amphibolites.

La température est l'un des paramètres permettant de calculer la pression, et de faibles variations de températures font fortement varier la pression. Par exemple, dans le cas d'un métamorphisme de contact, seule la température augmente, mais l'utilisation de ce géobaromètre montrera également une augmentation de pression, alors qu'il n'y en a pas. Les pressions obtenues pour les amphiboles des enclaves de roches mafiques ne sont donc pas considérées comme fiables et ne seront pas utilisées pour la suite de l'étude.

3.3.4.2 Géothermométrie des chlorites

Les chlorites analysées à la microsonde sont associées à la circulation de fluides rétrogrades sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné. Les travaux de De Caritat et Hutcheon (1993) montrent que la composition des chlorites, et particulièrement leur contenu en Al^{IV} , Fe et Mg, est influencé par l'assemblage minéralogique avec lequel elles coexistent (composition chimique de la roche). Le contenu en Al^{IV} , Fe et Mg des chlorites est également contrôlé par la température (Kranidiotis et MacLean 1987 ; Zang et Fyfe 1995).

Le géothermomètre de Kranidiotis et MacLean (1987) a été conçu dans la Sous-province de l'Abitibi, et prend en compte ces variations compositionnelles (Équation 3.7). Il introduit une correction pour tenir compte de l'augmentation de Al^{IV} en fonction de l'augmentation de la température, à appliquer lorsque le ratio Fe / (Fe + Mg) en apfu est compris entre 0,18 et 0,64 (Équation 3.8). C'est le cas pour les chlorites de cette étude.

Équation 3.7

$$T (^{\circ}C) = 106Al^{IV} + 18$$

Équation 3.8

$$Al^{IVC} = Al^{IV} + 0,7 \left(\frac{Fe}{Fe + Mg} \right)$$

Pour la lame D135A2, le ratio $Fe / (Fe + Mg)$ est compris entre 0,57 et 0,63. Il est compris entre 0,50 et 0,60 pour la lame D135D3, entre 0,37 et 0,43 pour la lame D136A1, et entre 0,41 et 0,46 pour la lame D137F6. Selon la méthode de Kranidiotis et MacLean (1987), la correction sur Al^{IV} doit donc être appliquée pour les chlorites des 4 lames minces, ce qui a été fait.

Les températures calculées à l'aide de l'Équation 3.7 sont moyennes. Elles varient entre 169,4 et 219,1 °C (Figure 3.11). Les températures moyennes pour les chlorites des lames D135A2 et D135D3 sont respectivement de $212,5 \pm 9,4$ °C et de $185,6 \pm 13,8$ °C. Elles sont de $186,4 \pm 6,5$ °C et de $188,7 \pm 10,6$ pour les chlorites des lames D136A1 et D137F6. Ces températures sont relativement basses par rapport aux températures du faciès des schistes verts, indiquant que cette méthode de calcul peut ne pas être robuste pour le secteur d'étude. Des calculs de géothermométrie ont été effectués à l'aide du programme Windows WinCcac (Yavuz et al. 2015). Les moyennes des résultats obtenus à l'aide des 12 géothermomètres (voir références dans Yavuz et al. 2015) pour chaque lame mince sont plus élevées que celles obtenues à partir du géothermomètre de Kranidiotis et MacLean (1987). Les chlorites de la lame D135D3 ont enregistré des températures moyennes de $278,1 \pm 35,0$ °C. Celles des lames D135A2, D136A1 et D137F6 ont enregistré des températures de $334,6 \pm 20,5$ °C, de $316,1 \pm 20,9$ °C et de $313,0 \pm 26,6$ °C.

3.4 DÉFORMATION

3.4.1 Etat des connaissances

Les travaux de Tait (1992), Midra et al. (1992) et Leclerc et al. (2015) montrent que, d'une façon générale, la foliation est orientée selon une direction E-O au sein des différentes phases intrusives du secteur étudié (Figure 3.12). La carte fait également ressortir que la foliation a tendance à mouler les contacts entre les principales unités du CEJ définies par le MERN : Tonalite de l'Est et CEJ2 ; CEJ2 et CEJ3 ; CEJ2 et CEJ1 ; CEJ1 et formations de Chrissie, des Vents et

d'Obatogamau. Des plans de foliations orientés N110 à N130 sont relevées dans le secteur de l'indice Moly-Desgagné et dans ses prolongements NO et SE.

Les campagnes de terrain des étés 2018 et 2019 ont permis d'apporter de nouvelles données pour appuyer et compléter les observations des travaux précédents, en visitant de nouveaux affleurements. Les résultats sont présentés dans les sections ci-dessous.

3.4.2 Indice de déformation

Un indice général de déformation (indice d'anisotropie planaire, IAP) a été estimé pour chacun des affleurements visités dans le CEJ, selon l'échelle présentée à la section 1.5. La carte des indices de déformation (Figure 3.13) montre que le secteur d'étude est peu déformé (IAP compris entre 0 et 2). On remarque également des indices de déformation plus élevés (IAP de 3 à 4) à proximité des contacts entre les phases de l'est du CEJ (phases CEJ1 et CEJ2 définies par le MERN), et à proximité et au contact avec les enclaves de roches mafiques. Les affleurements situés dans les enclaves de roches mafiques ont également un indice de déformation élevé (IAP de 3 à 4).

Dans la partie est du CEJ, la carte met également en évidence une zone orientée N110 à N130 qui concentre des indices de déformation élevés (IAP de 3-4). Cette zone pourrait correspondre à une zone de déformation majeure, ou à une limite entre différentes phases intrusives. L'indice Moly-Desgagné est situé dans cette zone de forte déformation. Il sera donc décrit plus en détails après la présentation de la déformation observée dans le reste du CEJ.

3.4.3 Déformation à l'échelle du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent

La déformation à l'échelle du CEJ sera traitée en deux volets. Le premier est consacré aux roches intrusives formant le CEJ et l'est du Massif de Lapparent. Le second volet est consacré aux enclaves de roches mafiques observées dans le CEJ. Cela permettra de distinguer d'éventuelles variations dans les directions de la foliation entre les enclaves et leur encaissant, et notamment d'évaluer si les enclaves ont enregistré de la déformation avant leur incorporation dans le CEJ. L'orientation des dykes de pegmatites sera abordée dans un troisième volet.

3.4.3.1 Phases intrusives

Des mesures de foliation ont été effectuées sur chacun des affleurements visités dans le CEJ durant les étés 2018 et 2019 (Figure 3.14). Dans certains cas, la surface des affleurements est polie par l'érosion glaciaire, ce qui n'a pas permis la mesure du pendage. Les mesures sont alors présentées sous forme de rosettes des directions. Cela met en évidence que la foliation semble être globalement orientée E-O. Elle est le plus souvent marquée par un alignement des amphiboles et parfois des feldspaths. La foliation a aussi tendance à se paralléliser aux contacts entre les phases définies par le MERN (Tonalite de l'Est – CEJ2 ; CEJ2 – CEJ3, CEJ1 – CEJ2, ou CEJ1 – Formation de Chrissie), ou à proximité de ceux-ci.

La carte de la distribution spatiale des plans de foliations fait également ressortir une zone avec des directions de foliations anormales par rapport aux contacts entre les phases (Figure 3.14). Cette zone d'environ 2 km de large pour 10 km de long est orientée N110 à N130 et concorde avec celle identifiée précédemment à l'aide des indices de déformation élevés, et dans laquelle se situe l'indice Moly-Desgagné (Figure 3.13). La foliation intense, orientée NO-SE, observée sur les affleurements de cette zone, est soulignée par une texture rubanée, d'aspect gneissique.

Sur les 200 mesures de l'orientation des plans de foliation effectuées dans les phases du CEJ et l'est du Massif de Lapparent, seules 105 sont associées à une mesure de pendage. Il a donc été choisi de représenter les données sous forme de rosette directionnelle (200 mesures) afin de faire ressortir les principales orientations des foliations (Figure 3.15 a). La rosette met en évidence 3 orientations principales des plans de foliation : 1) N-S (N000 à N040) ; 2) E-O (N080 à N100) ; et 3) NO-SE (N110 à N130). Les plans de foliations orientés N-S sont caractérisés par un pendage moyen, d'environ 60°, même si leur pendage peut parfois prendre des valeurs plus faibles (15 à 30°). Les plans de foliations orientés E-O et NO-SE ont un pendage plus élevé, entre 70 et 85° environ. Le nombre de mesures prises sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné étant trop élevé par rapport à celles prises ailleurs dans le CEJ, elles ne sont pas discutées ici afin de ne pas biaiser les statistiques à l'échelle du CEJ. Elles seront discutées dans une section dédiée (3.4.4).

3.4.3.2 Enclaves de roches mafiques

La Figure 3.14 montre que les mesures de foliation prises dans les enclaves de roches mafiques sont relativement homogènes. Les plans de foliation sont globalement orientés N-S. La rosace directionnelle des plans de foliations (Figure 3.15 b) confirme que les principales orientations des foliations, marquées par les amphiboles, sont N-S (N000 à N030 et N150 à N180). Elle met également en évidence une autre famille de plans de foliation orientée NO-SE (N090 à N120). Ces deux familles de foliations ont des pendages compris entre 50° et 80°, et entre 65° et 85° respectivement. Ces deux familles de foliations d'orientations différentes correspondent à celles discutées précédemment pour les phases intrusives. Toutefois, dans le cas de certaines enclaves, il existe une incertitude sur le fait que les plans de foliations reflètent une déformation régionale. Les enclaves reflèteraient plutôt une déformation locale : la foliation a tendance à se paralléliser à leurs bordures (Figure 3.14).

Plusieurs affleurements permettent d'observer les relations entre la foliation des enclaves et celle de leur encaissant, mais également la déformation au sein de ces enclaves. La suite de cette section a donc pour but de présenter les relations entre la déformation des enclaves et des roches intrusives, et de déterminer si les enclaves ont subi de la déformation avant, pendant, et/ou après leur incorporation dans le CEJ.

3.4.3.2.1 Indices de déformation des enclaves anté-incorporation

Les directions des foliations mesurées dans les enclaves de roches mafiques ne reflètent pas toujours la foliation régionale. Par exemple, sur la bordure est du CEJ, on observe des enclaves décimétriques de basaltes de la Formation d'Obatogamau métamorphisées au faciès des amphibolites. Elles se fragmentent en enclaves de tailles plus réduites dans la diorite 2 (stations 0068 et 0069). Les enclaves ont des plans de foliation orientés de façon variable d'un fragment à l'autre. Ceci indique que la roche volcanique préexistante avait déjà acquis une foliation avant la mise en place de la diorite 2. Cette foliation pré-CEJ a été observée dans d'autres enclaves, principalement situées dans les phases centrales 1 et 2, mais aussi la tonalite 2 (Figure 3.16 a à e).

3.4.3.2.2 Indices de déformation des enclaves post-incorporation

Les observations de terrain indiquent que les enclaves de roches mafiques ont été déformées et métamorphisées avant leur incorporation par le CEJ. Toutefois, certaines enclaves sont déformées de façon ductile, à haute température ($> 350^{\circ}\text{C}$), et probablement à un niveau profond dans la croûte (Figure 3.16 f), comme au niveau du contact entre la phase centrale 1 (CEJ3) et la phase CEJ2. D'autres enclaves forment des lambeaux étirés selon la direction des plans de foliations principaux de la roche intrusive (Figure 3.16 g). La foliation des lambeaux est alors parallèle à celle de l'intrusion, indiquant que les enclaves de roches mafiques et les phases du CEJ en contact avec elles ont subi le même épisode de déformation, ou que les enclaves se sont fait déformer durant la mise en place de l'intrusion. Certaines enclaves, situées uniquement dans le couloir de déformation N110 à N130, ont subi une intense déformation en même temps que les roches du CEJ. Les affleurements situés dans ce couloir prennent généralement un aspect rubané (Figure 3.16 h).

Les principales caractéristiques de la déformation dans ce secteur sont : 1) les roches intrusives et les enclaves ont un aspect rubané selon une direction N110 à N130, indiquant que les deux types de roches ont subi le même épisode de déformation ; 2) lorsque présents, les plans de foliation N-S forment des plis asymétriques selon un axe de pli NO-SE à faible plongement vers le SE ($< 30^{\circ}$) ; 3) une forte linéation d'étirement à faible plongée vers le SE est souvent observée dans les plans de foliation orientés N-S ; 4) des indicateurs de cisaillement senestres sont observés dans les plans de foliation orientés N-S. Les caractéristiques des affleurements clefs pour la définition de ce couloir de déformation sont présentées dans le Tableau 3.1. L'ensemble de ces éléments montre donc que les enclaves de roches mafiques ont également subi de la déformation pendant et/ou après leur incorporation dans le CEJ.

3.4.3.3 Dykes de pegmatites

Les dykes de pegmatites (section 2.5.1) se mettent en place selon des directions préférentielles environ N-S (N150 à N200 ; Figure 3.15 c), pour un pendage moyen de 50 à 60°. Les injections ont probablement infiltré des fractures anciennes réactivées ou des plans de faiblesse préférentiels liés

à un épisode de déformation antérieur. Par exemple, la foliation N-S (S1) identifiée sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné pourrait être à l'origine de ces plans de faiblesse.

3.4.4 Cas de l'indice Moly-Desgagné

Ces affleurements ont des indices de déformation élevés car les roches ont des textures fortement foliées selon une direction NO-SE, rubanées à quasiment gneissique. Ils définissent un couloir de déformation ductile orienté N110 à N130 (Figure 3.13 et Figure 3.14). Les affleurements montrent également un plissement d'axe environ N100, avec un plongement d'environ 30° vers le SE, et une forte linéation d'étirement à faible plongée vers l'est (N110 à N130, 16 à 35°) contenue dans des plans de foliation N-S. L'indice Moly-Desgagné est situé dans ce couloir de déformation. Ses décapages constituent une excellente exposition d'affleurements qui a permis d'étudier les différents épisodes de déformation en détail.

Les décapages montrent deux épisodes de déformation distincts (Figure 3.19 à Figure 3.22) : 1) un premier épisode représenté par une foliation orientée N-S (S1) avec un faible pendage vers l'est (N025/20°). Elle est peu marquée, et contient une linéation d'étirement à faible plongée vers l'est (N110 – N130 20° ; Figure 3.23). Cette foliation de chronologie 1 est localement plissée, avec des plis centimétriques ouverts à asymétriques, dont les axes sont colinéaires aux linéations d'étirement (Figure 3.24 a, b et c) ; et 2) un second épisode de déformation qui se traduit par une foliation dominante (S2) orientée N110 à N130. Elle est marquée par un alignement des amphiboles et des feldspaths (Figure 3.24 d et e), ce qui indique que cet épisode de déformation a eu lieu dans des conditions P-T du faciès métamorphique des amphibolites. C'est cet épisode de déformation qui structure les roches de l'indice Moly-Desgagné, leur donnant un fort rubanement (Figure 3.24 f). La foliation de chronologie 2 est accompagnée de couloirs de déformation subverticaux et orientés environ NO-SE, formant des mylonites anastomosées (Figure 3.24 g). Les dykes « bréchiques » (pegmatites bréchifiées), également orientés NO-SE, sont probablement associés à cet épisode de déformation. Ils contiennent des rubans de quartz, ceux-ci étant typiques des mylonites (Figure 3.24 h). Aucune relation de recoupement directe n'étant observée entre les deux fabriques (S1 et

S2), il est possible que la foliation N-S (S1) ait subi un raccourcissement pour se réorienter selon une direction NO-SE (S2).

Comme vu à la section précédente (3.3.3), certains couloirs de déformation orientés NO-SE contiennent des roches riches en chlorite, qui ont été rétrogradés au faciès des schistes verts. La foliation ancienne (S1) est toujours faiblement visible en bordure des couloirs, et la schistosité NO-SE est alors confinée à ces couloirs de déformation. Ces sont les fluides hydrothermaux canalisés par ces couloirs qui ont permis de rétrograder les roches dans des conditions P-T du faciès des schistes verts.

La Figure 3.25 résume les mesures de fabriques planaires prises sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné. Pour chacun des décapages, une rosace directionnelle fait ressortir leurs directions principales. Pour les mesures de direction associées à une valeur de pendage, un stéréonet représente les pôles des plans de foliation ainsi que leur plan moyen. Pour le décapage 2, la rosace directionnelle montre que la foliation principale (S2) est orientée N110 à N140 (Figure 3.25 a). Cela correspond à la direction du rubanement qui structure l'affleurement (Figure 3.24 f). S2 présente un fort pendage (70 à 88° ; Figure 3.25 b). Une seconde famille de foliations, minoritaire, est orientée environ N030 (S1).

La foliation principale (S2) du décapage 3 est également orientée N120 à N140 (Figure 3.25 c). La foliation S1 est faiblement visible, avec des directions de N170 à N180 et présente un fort pendage (75 à 85° ; Figure 3.25 d). Sur le décapage 5, c'est la foliation S1 qui est majoritaire (N000 à N020 ; Figure 3.25 e), avec ici encore un fort pendage (Figure 3.25 f). La foliation S2 est également représentée, avec des directions NO-SE.

Enfin, c'est sur le décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné (décapage principal) que les familles de foliations sont les mieux représentées. La rosace directionnelle fait ressortir la foliation ancienne (S1), de direction N000 à N030, et la foliation principale (S2), de direction N110 à N140 (Figure 3.25 g). Le stéréonet présente la foliation principale NO-SE et indique son fort pendage, aux alentours de 70 à 80° (Figure 3.25 h). De plus, des indicateurs de cisaillement sont observés dans

les zones de cisaillement riches en chlorite du décapage 4, mais ils ne permettent pas de conclure sur le sens du mouvement.

3.5 SYNTHÈSE PRÉLIMINAIRE

Les observations de terrain et pétrographiques ainsi que les analyses *in situ* effectuées sur les amphiboles montrent que les 6 phases intrusives du CEJ se sont mises en place dans des conditions P-T compatibles avec celles du faciès des amphibolites. L'ensemble des lames minces montre ainsi des sous-grains de quartz, des feldspaths de type andésine à labradorite, et des bordures de feldspaths ondulées en contact avec le quartz, qui sont compatibles avec les conditions de ce faciès. Dans les phases contenant des amphiboles (diorite 2, tonalite 2, phases centrales 1 et 2), ces mêmes caractéristiques sont observées. Les amphiboles sont magmatiques et correspondent à de la hornblende (magnésio-hornblende et tschermakite, selon les analyses *in situ*). Cela permet de déduire que, bien que les amphiboles magmatiques cristallisent initialement à l'équilibre dans des conditions P-T compatibles avec le faciès amphibolites, les roches semblent suivre une évolution prograde qui déstabilise les autres minéraux après la solidification du magma. Les compositions moyennes des feldspaths et des amphiboles sont résumées dans le Tableau 3.2.

Cette interprétation est appuyée par les résultats des calculs de géothermobarométrie effectués sur les amphiboles de la phase centrale 2 (2 échantillons) et de la diorite 2 (1 échantillon). Les bordures des amphiboles ont cristallisé à des P et T plus élevées que leurs cœurs. Les bordures montrent des conditions de $5,3 \pm 0,6$ kbar et 840 ± 15 °C (D041A2), et de $4,8 \pm 0,6$ kbar et 824 ± 26 °C (D058B2). Les cœurs ont cristallisé à des conditions de $4,1 \pm 0,7$ kbar et 806 ± 23 °C (D041A2), et de $3,6 \pm 0,7$ kbar et 765 ± 37 °C (D058B2). Ces observations montrent soit : 1) une évolution prograde durant la cristallisation de ces amphiboles magmatiques dans des conditions du faciès des amphibolites ; soit 2) une bordure recristallisée pendant un métamorphisme aux conditions du faciès des amphibolites. En parallèle, les conditions P-T sont plus élevées au cœur (lame D041A2) qu'à la bordure (lame D058B2) de la phase centrale 2. En moyenne, les conditions de P-T obtenues sont de $4,7 \pm 0,9$ kbar et 823 ± 26 °C au cœur de la phase centrale 2 contre $3,3 \pm 0,9$ kbar et 788 ± 43 °C à sa bordure. Les amphiboles de la diorite 2 montrent des conditions P et T

plus basses que celles de la phase centrale 2, c'est-à-dire de $2,3 \pm 0,3$ kbar et $739 \pm 9,8$ °C. Une légère augmentation de P et de T est observée entre le cœur et la bordure des amphiboles. Les résultats des calculs de géothermobarométrie couplés à l'observation de rares amphiboles d'origine métamorphique dans la lame mince traduisent ici encore une évolution prograde.

Les effets d'un métamorphisme prograde sont également visibles dans les enclaves de roches mafiques incorporées dans le CEJ. Premièrement, les observations de terrain et pétrographiques montrent que l'ensemble des enclaves est métamorphisé au faciès des amphibolites. Les amphiboles (magnésio-hornblende à tschermakite) d'origine métamorphique. Les feldspaths sont de l'andésine et de la labradorite, et lorsque présent, le quartz est recristallisé. Ensuite, les analyses *in situ* montrent une évolution de la composition des amphiboles depuis leur cœur vers leur bordure. Cette variation compositionnelle se traduit par une augmentation de la température entre le cœur et la bordure des amphiboles. Toutefois, la méthode utilisée ne permet pas d'obtenir des valeurs de pression fiables. Les amphiboles des trois enclaves analysées n'ont pas enregistré les mêmes conditions de température. Les températures des amphiboles des enclaves (amphiboles métamorphiques) sont toujours inférieures à celles obtenues pour les amphiboles des phases intrusives (amphiboles magmatiques). Par exemple, les amphiboles de l'enclave située dans la diorite 2 (lame D027B1) montrent une température moyenne de 492 ± 13 °C, soit environ 250 °C de moins que la diorite 2. Les amphiboles de l'enclave située dans la phase centrale 2 (lame D063A1) ont enregistré des températures moyennes de 571 ± 32 °C, soit 220 à 250 °C de moins que cette phase. Enfin, celles de l'enclave située dans la tonalite 2 (lame D055A1) ont enregistré des températures de 628 ± 13 °C, mais aucune comparaison ne peut être faite avec la tonalite 2, car les amphiboles n'ont pas été analysées dans cette phase.

Les températures plus faibles des amphiboles des enclaves peuvent s'expliquer par le fait qu'il s'agit d'amphiboles métamorphiques, qui pourraient s'être formées par métamorphisme de contact. Les phases de diorite 1 et centrale 2 se forment à une température plus élevée que celle des roches avec lesquelles elles sont en contact, déjà mises en place. Il est donc possible que les enclaves de roches mafiques aient subi un métamorphisme de contact prograde avant (pas d'incorporation) ou pendant leur incorporation dans le CEJ.

Les amphiboles des phases du CEJ montrent qu'elles cristallisent dans des conditions du faciès des amphibolites, mais qu'elles subissent une augmentation de T et de P durant leur cristallisation. L'hypothèse proposée est que la Formation d'Obatogamau commence à être enfouie, et la première phase du CEJ (diorite 1) se met en place en incorporant des enclaves de l'Obatogamau, qui subissent un métamorphisme de contact. L'enfouissement de la Formation d'Obatogamau et du CEJ se poursuit, jusqu'à la mise en place des phases centrales 1 et 2, dans des conditions de P-T élevées. Ces phases incorporent également des enclaves d'Obatogamau, qui subissent elles aussi un métamorphisme de contact. L'enfouissement du CEJ se poursuit, ce qui explique l'évolution prograde observée dans les amphiboles de la phase centrale 2.

Un deuxième épisode de métamorphisme est enregistré plus tardivement, à la fois par les phases intrusives du CEJ et par les enclaves de roches mafiques. Il s'agit d'un métamorphisme rétrograde, au faciès des schistes verts. Il se traduit par une altération des hornblendes en actinote et en chlorite, ainsi que par la séricitisation des feldspaths. Ce métamorphisme est faiblement marqué dans le CEJ. Il pourrait avoir lieu lors de l'exhumation des phases. En revanche, des circulations de fluides hydrothermaux tardifs dont les conditions de température s'apparentent à celles des schistes verts (278 à 335 °C environ) sont confinées dans des corridors de déformation orientés NO-SE. L'altération hydrothermale liée à ces fluides est notamment visible au niveau des décapages de l'indice Moly-Desgagné, avec un assemblage de chlorite, de micas blancs et parfois de pyrite. Les compositions moyennes des chlorites obtenues par les analyses à la microsonde correspondent à de la chamosite et à du clinocllore. Leurs compositions moyennes sont résumées dans le Tableau 3.3.

Les observations de terrain montrent que certaines enclaves de roches mafiques ont été déformées avant leur incorporation dans les phases du CEJ. Des indices de foliations primaires, aléatoires et ne semblant pas être corrélées avec la foliation observée dans l'encaissant (enclaves foliées fragmentées en enclaves de taille plus réduite) sont observées au contact avec la Formation d'Obatogamau ainsi que dans les zones situées à distance des contacts entre deux phases. Certaines enclaves localisées au contact entre deux phases du CEJ ont également subi une déformation syn-mise en place des phases intrusives. Ainsi, au contact entre deux phases du CEJ,

la foliation de l'encaissant intrusif se surimpose à celle des enclaves. Les enclaves sont alors étirées dans les plans de foliation.

Les observations de terrain montrent également que le CEJ est dans l'ensemble très peu déformé et que les foliations sont faiblement marquées. Les foliations miment généralement le contour des phases du CEJ. La déformation se concentre principalement au niveau des contacts entre les phases intrusives ainsi qu'en bordure et dans les enclaves de roches mafiques. Toutefois, une zone anormale de forte déformation est mise en évidence dans l'est du CEJ, à la fois par les données de compilation et par les données de terrain (orientations de la foliation et textures des roches). Ce corridor de déformation est orienté NO-SE (N110 à N130) et mesure environ 2 km de large par 10 km de long. Dans ce corridor, les roches intrusives et les enclaves de roches mafiques subissent une forte déformation. Les plans de foliation orientés N-S sont plissés de façon asymétrique et contiennent de fortes linéations d'étirement à faible plongée vers le SE. Des indicateurs cinématiques, principalement observés dans les enclaves de roches mafiques déformées, suggèrent un mouvement senestre. De nombreux dykes tonalitiques sont présents dans ce corridor de déformation orienté N110 à N130, mais très peu sont observés en dehors. Ils se mettent en place pendant et vers la fin de la déformation.

Ainsi, le CEJ a enregistré au moins deux phases de déformation successives, définies par : 1) une foliation orientée N-S et peu marquée ; et 2) une foliation principale orientée E-O plus marquée, ou une forte foliation orientée NO-SE dans le corridor de déformation N110 à N130. Des zones de mylonites sont observées dans ce couloir de déformation, indiquant une déformation ductile, qui se produit donc dans des conditions du faciès des amphibolites.

L'ensemble de ces observations permet de proposer la synthèse des événements de métamorphisme et de déformation suivante, du plus précoce au plus tardif :

- 1) déformation primaire des enclaves et métamorphisme de contact au faciès des amphibolites ;
- 2) déformation des enclaves lors de leur incorporation dans le CEJ et métamorphisme de contact ;

- 3) premier épisode de déformation du CEJ créant une foliation N-S peu marquée (faciès des amphibolites), probablement lié à sa mise en place ;
- 4) deuxième épisode de déformation du CEJ, créant :
 - une foliation E-O qui masque la foliation N-S, et un corridor de déformation ductile NO-SE dans l'est du CEJ, affectant le CEJ et ses enclaves. Cette zone est caractérisée par :
 - 1) un rubanement NO-SE (mylonites) ;
 - 2) le plissement des plans de foliation N-S selon des axes de plis NO-SE ;
 - 3) de fortes linéations d'étirement de direction SE ;
 - et 4) des indicateurs de cisaillement senestres dans les plans de foliation N-S (faciès des amphibolites) ;
 - la mise en place de dykes tonalitiques syn- à post-déformation
- 5) exhumation des roches, marquée par un métamorphisme rétrograde (faciès des schistes verts), dont l'expression est limitée dans les phases du CEJ ;
- 6) Circulation de fluides hydrothermaux rétrogrades (schistes verts), tardifs, dans le corridor de déformation NO-SE. Cette circulation s'accompagne d'un épisode de déformation cassante.

FIGURES DU CHAPITRE 3

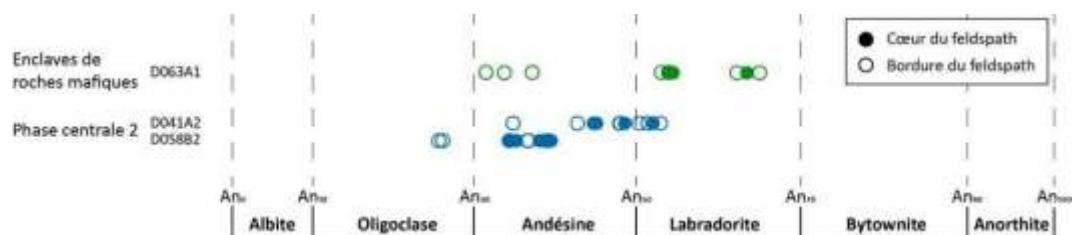


Figure 3.1 – Composition des plagioclases de trois lames polies (cœurs et bordures), déterminées à partir des analyses à la microsonde

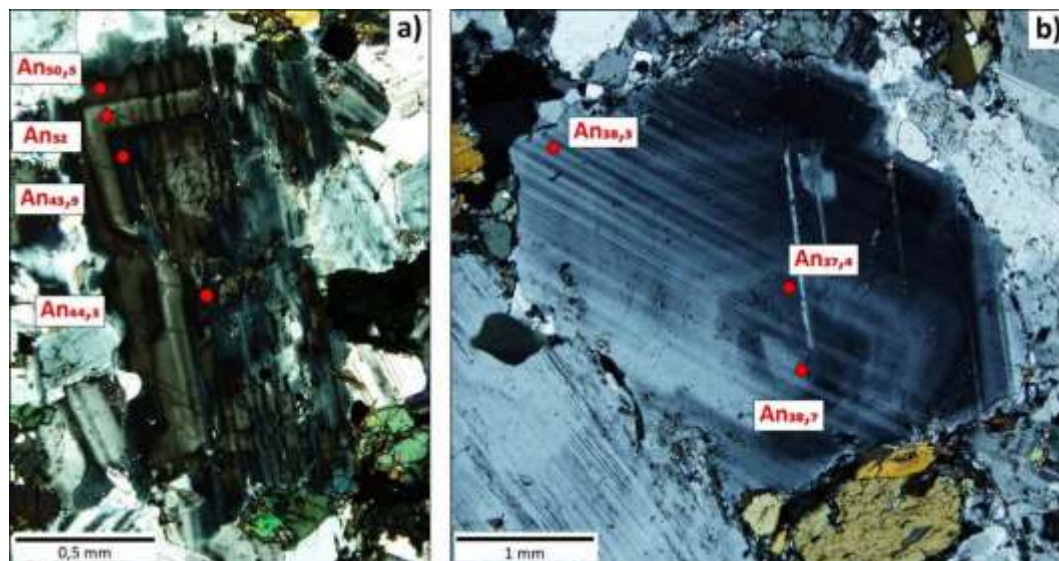


Figure 3.2 – Microphotographies en LPNA de plagioclases montrant une zonation oscillatoire et une variation compositionnelle peu significative : a) lame D041A2 ; b) lame D058B2.

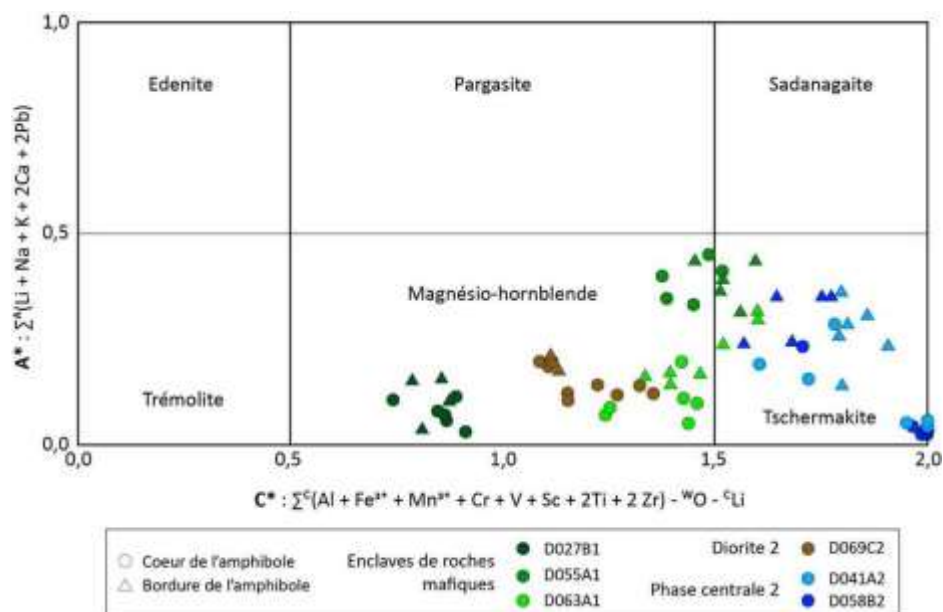


Figure 3.3 – Résultats des 71 analyses à la microsonde réalisées sur 6 lames minces polies représentés dans les limites compositionnelles des amphiboles calciques (Hawthorne et al. 2012)

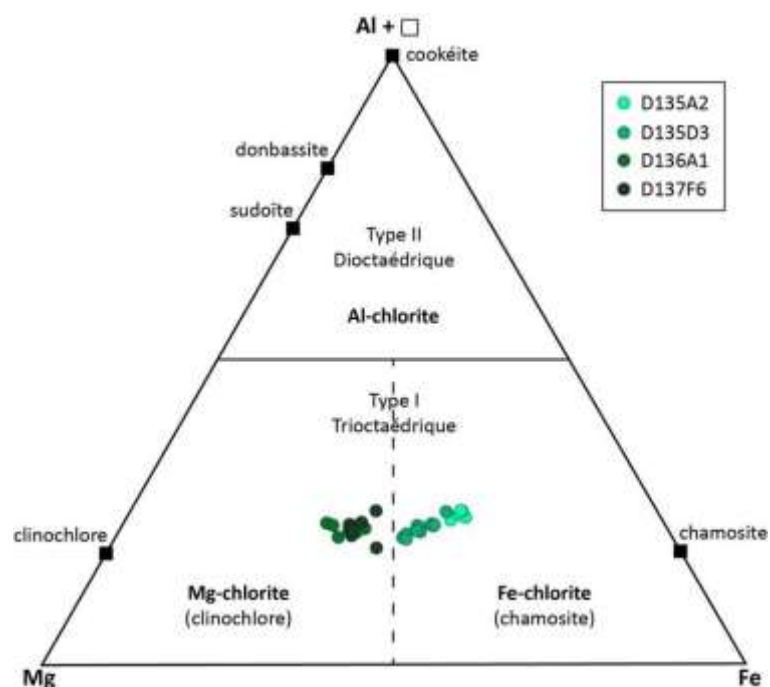


Figure 3.4 – Diagramme ternaire compositionnel pour les chlorites (d'après Zane et Weiss 1998 ; Yavuz et al. 2015)

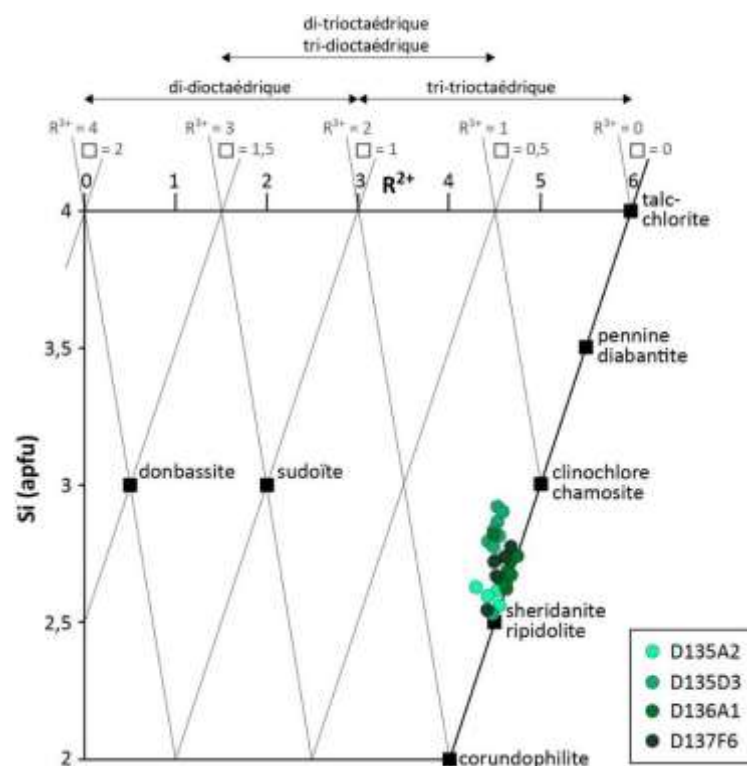


Figure 3.5 – Diagramme binaire R^{2+} en fonction de Si (apfu) de classification des chlorites (d'après Wiewióra et Weiss 1990 ; Yavuz et al. 2015)

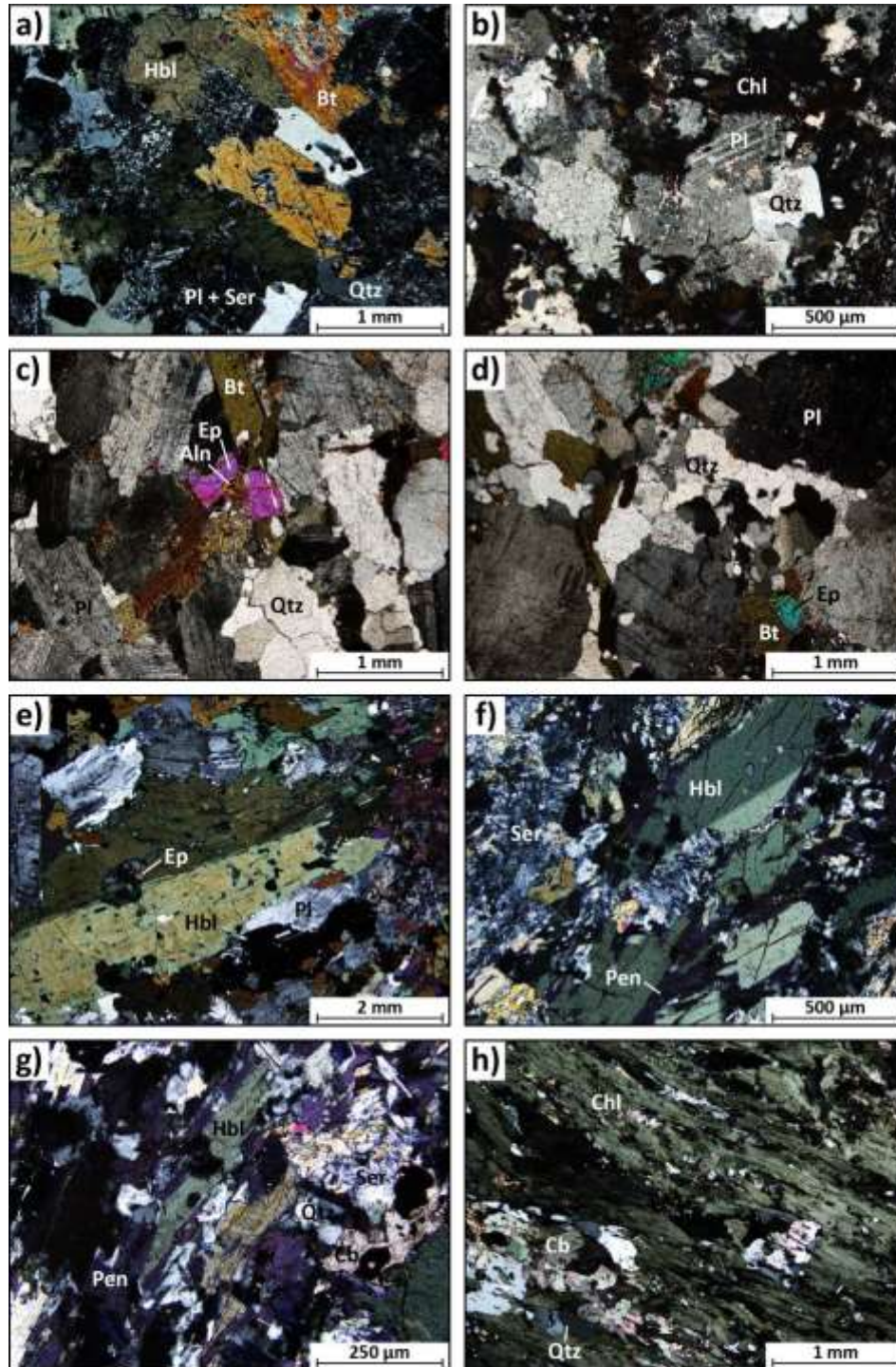


Figure 3.6 – Microphotographies en LPA : a) contacts francs entre la hornblende verte magmatique, les feldspaths et la biotite (diorite 2 ; lame D072A1) ; b) bordure des feldspaths ondulées, sous-grains de quartz et chlorite interstitielle (diorite 2 ; lame D003A1) ; c) hornblende verte à l'équilibre avec épidote et biotite (tonalite 2 ; lame D053B2) ; d) epidote en inclusion dans de la biotite (phase centrale 1 ; lame D043A2) ; e) inclusion d'épidote dans un cristal de hornblende verte (phase centrale 2 ; lame D042A2) ; f) inclusions de quartz globuleuses dans une hornblende verte (enclave de roche mafique ; lame D055A1) ; g) remplacement de la hornblende verte par de la pennine (enclave de roche mafique ; lame D055A1) ; h) amas de chlorite et de carbonates (lame D137F6).

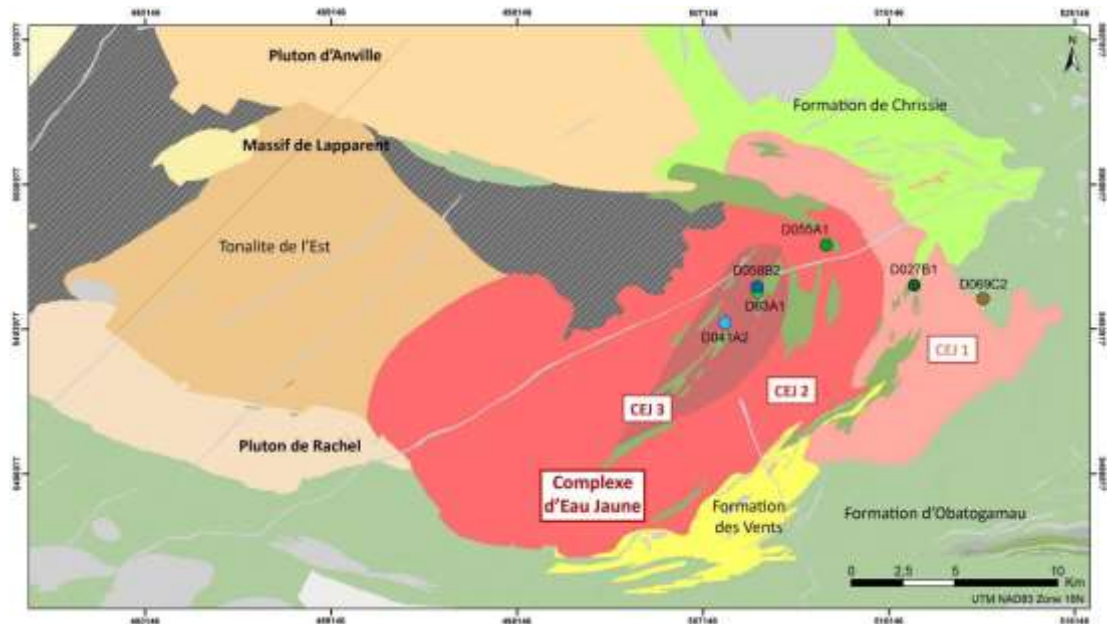


Figure 3.7 – Carte de localisation des 6 lames minces polies dont les amphiboles ont été analysées pour appliquer les géothermobaromètres

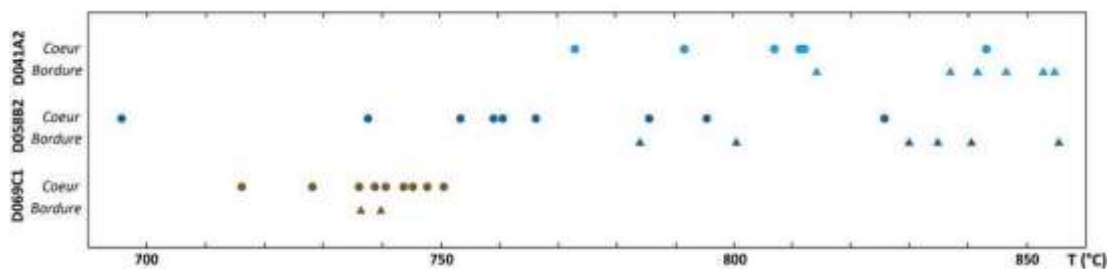


Figure 3.8 – Température calculée à l'aide de l'équation de Putirka (2016) pour les amphiboles magmatiques. La localisation des lames est présentée à la Figure 3.7

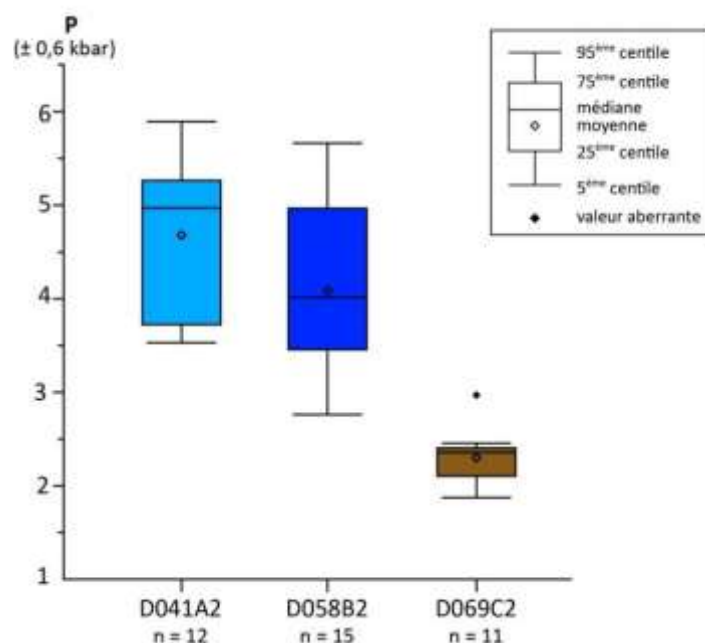


Figure 3.9 – Diagramme en boîtes à moustaches montrant les valeurs de pression (kbar) enregistrées par les amphiboles magmatiques (calculs d'après Anderson et Smith 1991)

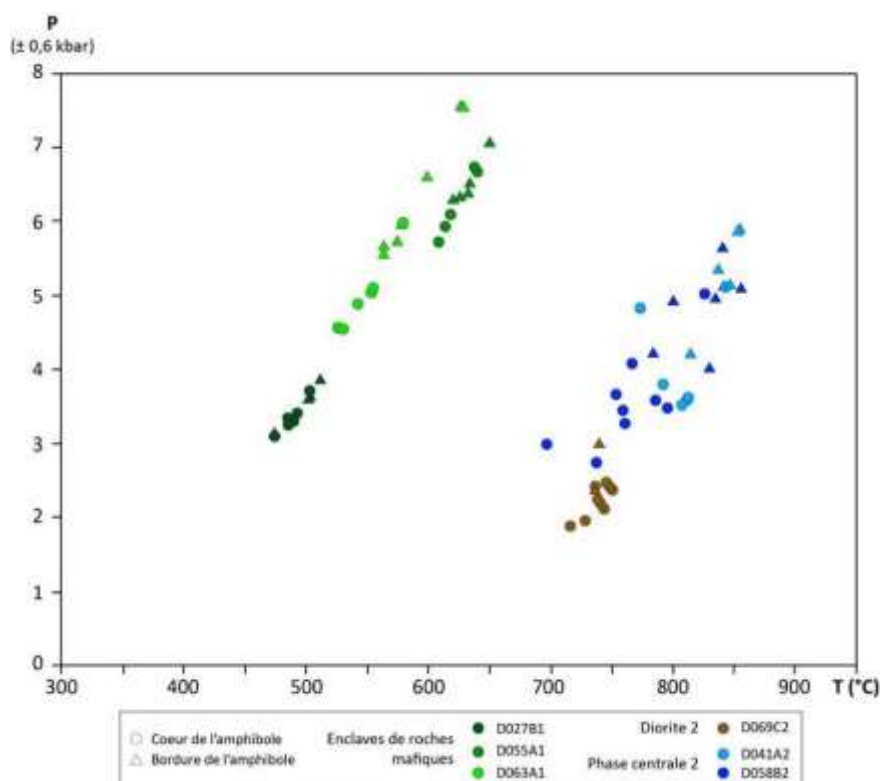


Figure 3.10 – Diagramme de la pression (kbar) en fonction de la température (°C) pour les analyses d'amphiboles magmatiques et métamorphiques. Calculs d'après les équations d'Anderson et Smith (1991) et de Putirka (2016) pour les amphiboles magmatiques (lames D069C2, D041A2 et D058B2); calculs d'après Zenk et Schulz (2004) pour les amphiboles métamorphiques (lames D027B1, D055A1 et D063A1). La localisation des lames est présentée à la Figure 3.7

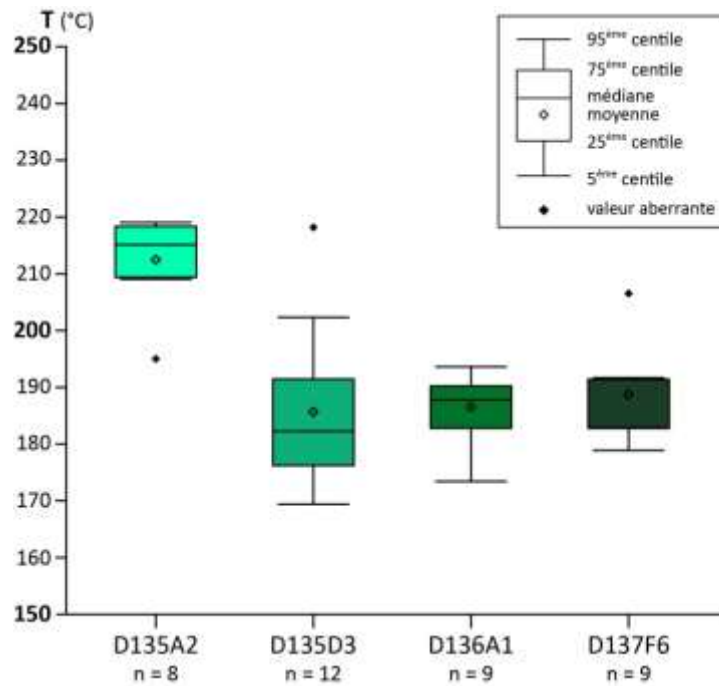


Figure 3.11 – Diagramme montrant les résultats des calculs de température pour les chlorites de 4 lames minces (méthode de Kranidiotis et MacLean 1987)

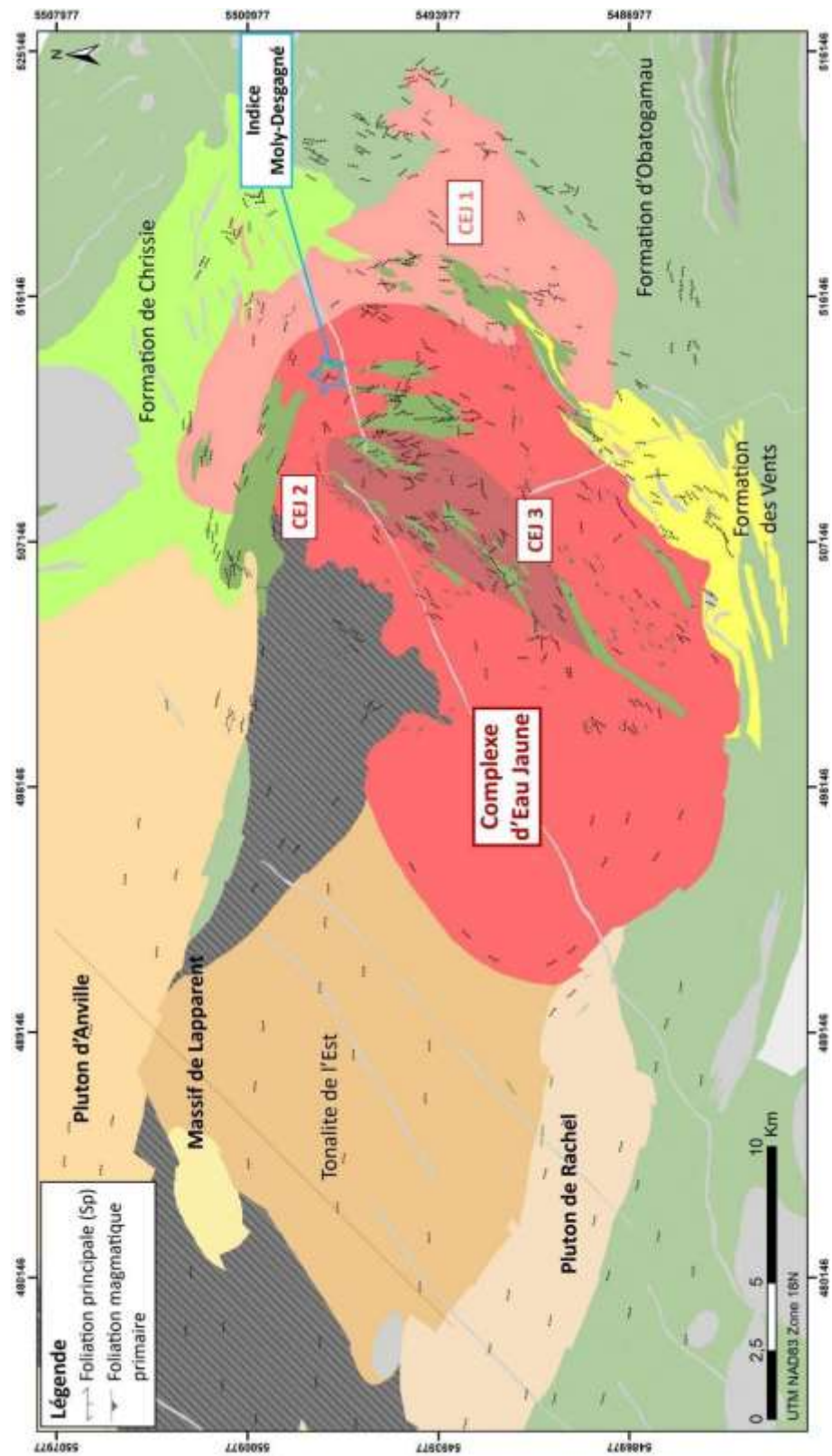


Figure 3.12 – Carte des foliations mesurées dans le CEJ et l'est du Massif de Lapparent, d'après les travaux de Tait (1992), Midra et al. (1992) et Leclerc et al. (2015)

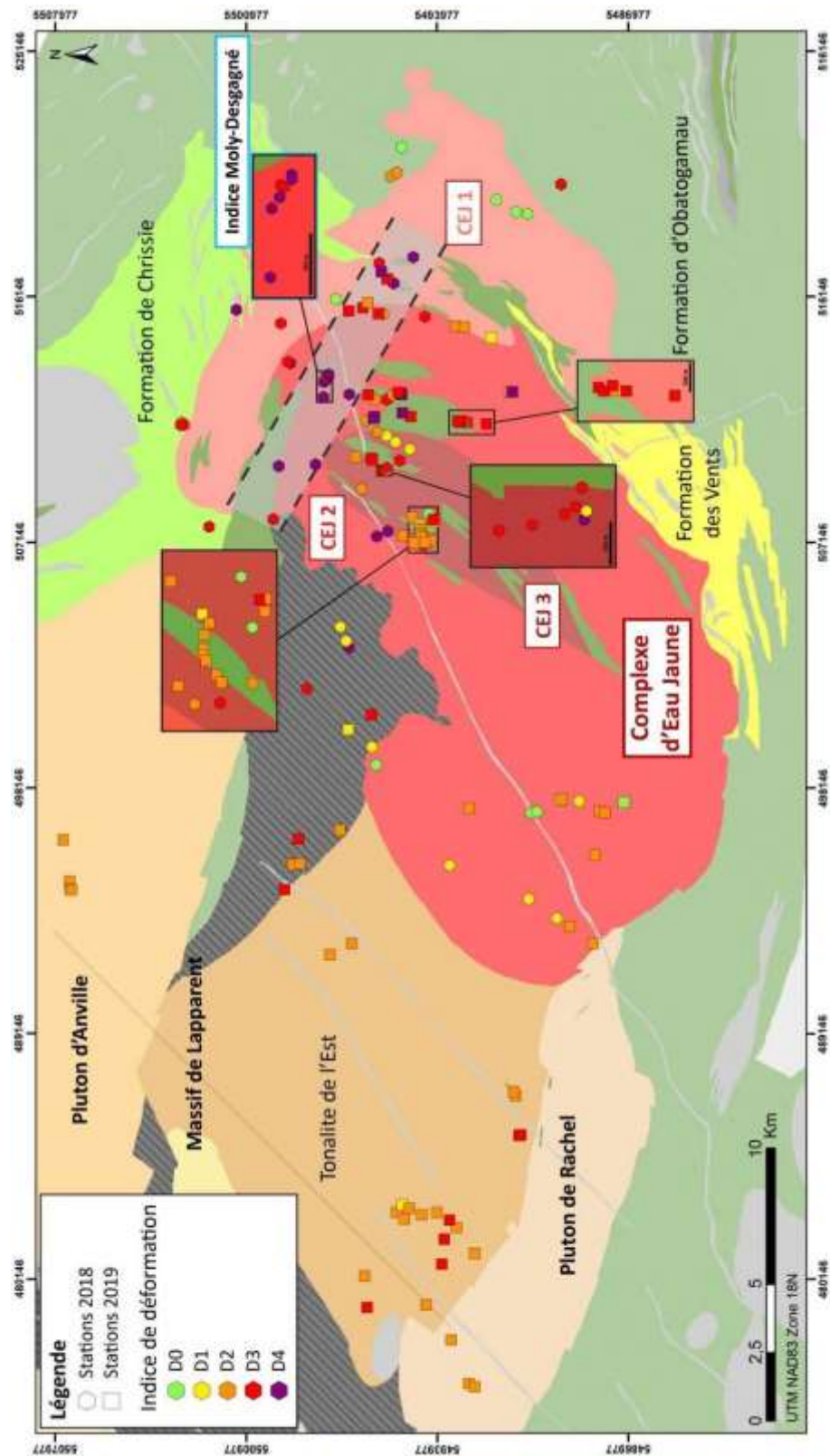


Figure 3.13 – Carte des indices de déformation estimés pour chaque affleurement visité dans le CEJ

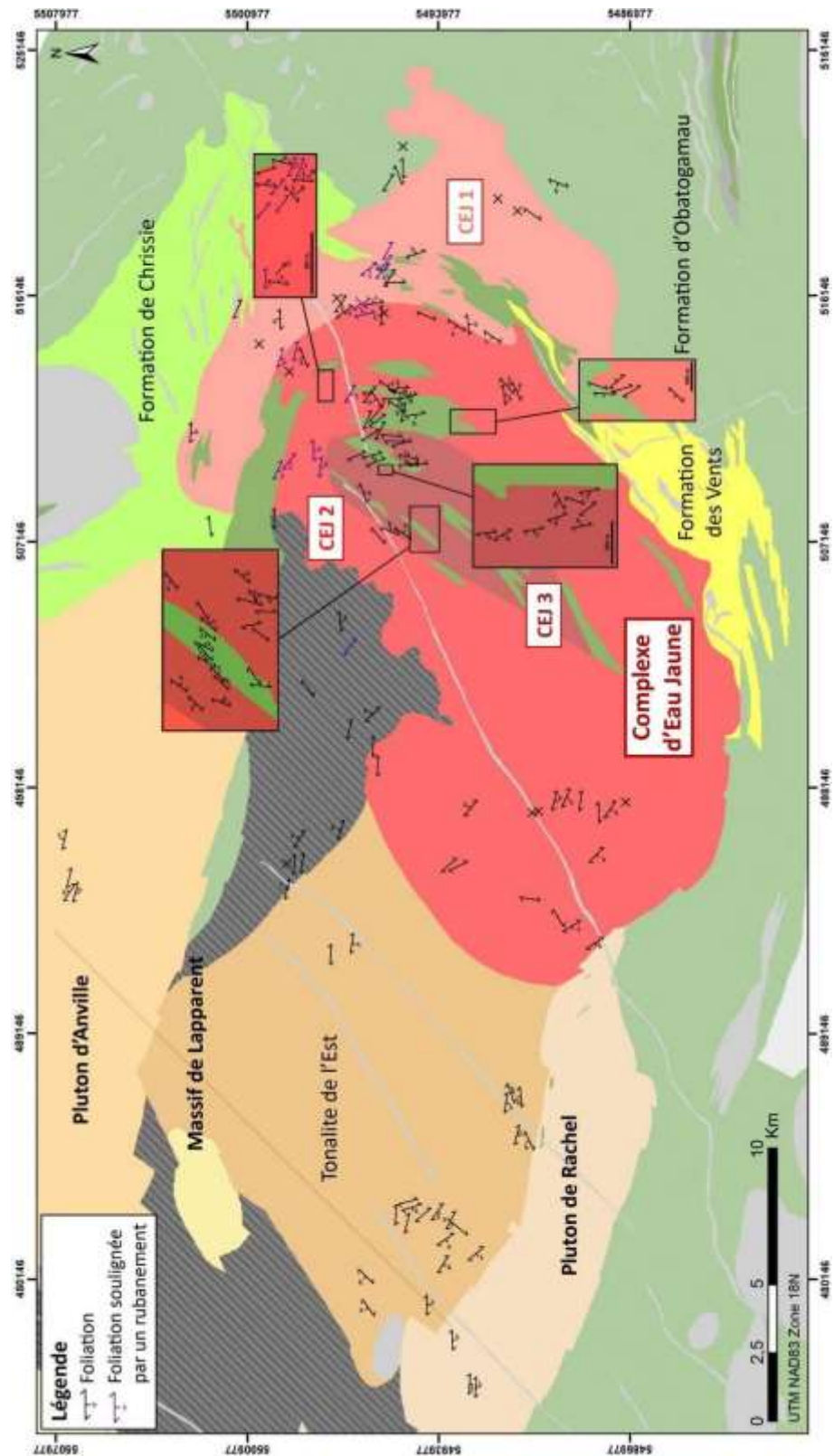


Figure 3.14 – Carte des foliations mesurées dans le CEJ et l'est du Massif de Lapparent durant les campagnes de terrain des étés 2018 et 2019

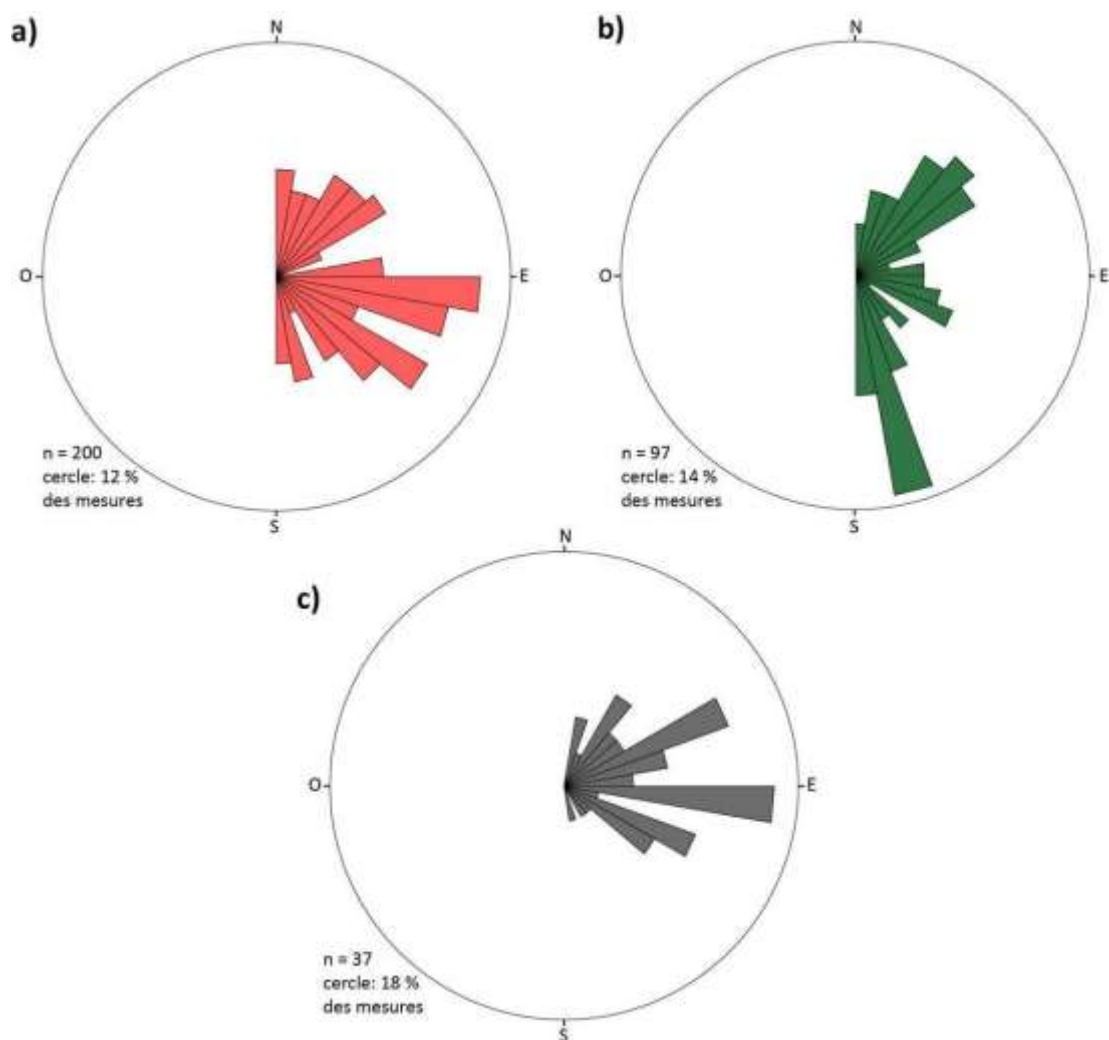


Figure 3.15 – Rosettes directionnelles représentant : a) la direction de la foliation dans les phases du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent ; b) la direction de la foliation dans les enclaves de roches mafiques ; c) la direction de dykes de pegmatites recoupant le CEJ



Figure 3.16 – Photographies : a) foliation des lambeaux de roches mafiques parallèle à celle de l'encaissant (station 43); b) déformation au contact entre la phase centrale 1 et CEJ2 (station 46); c) rubanement de la diorite 2 et des enclaves de roches mafiques (station 97); d), e), f) et h) fragments d'enclaves de basalte brisés, avec des foliations variables (stations 254, 254, 260 et 27)

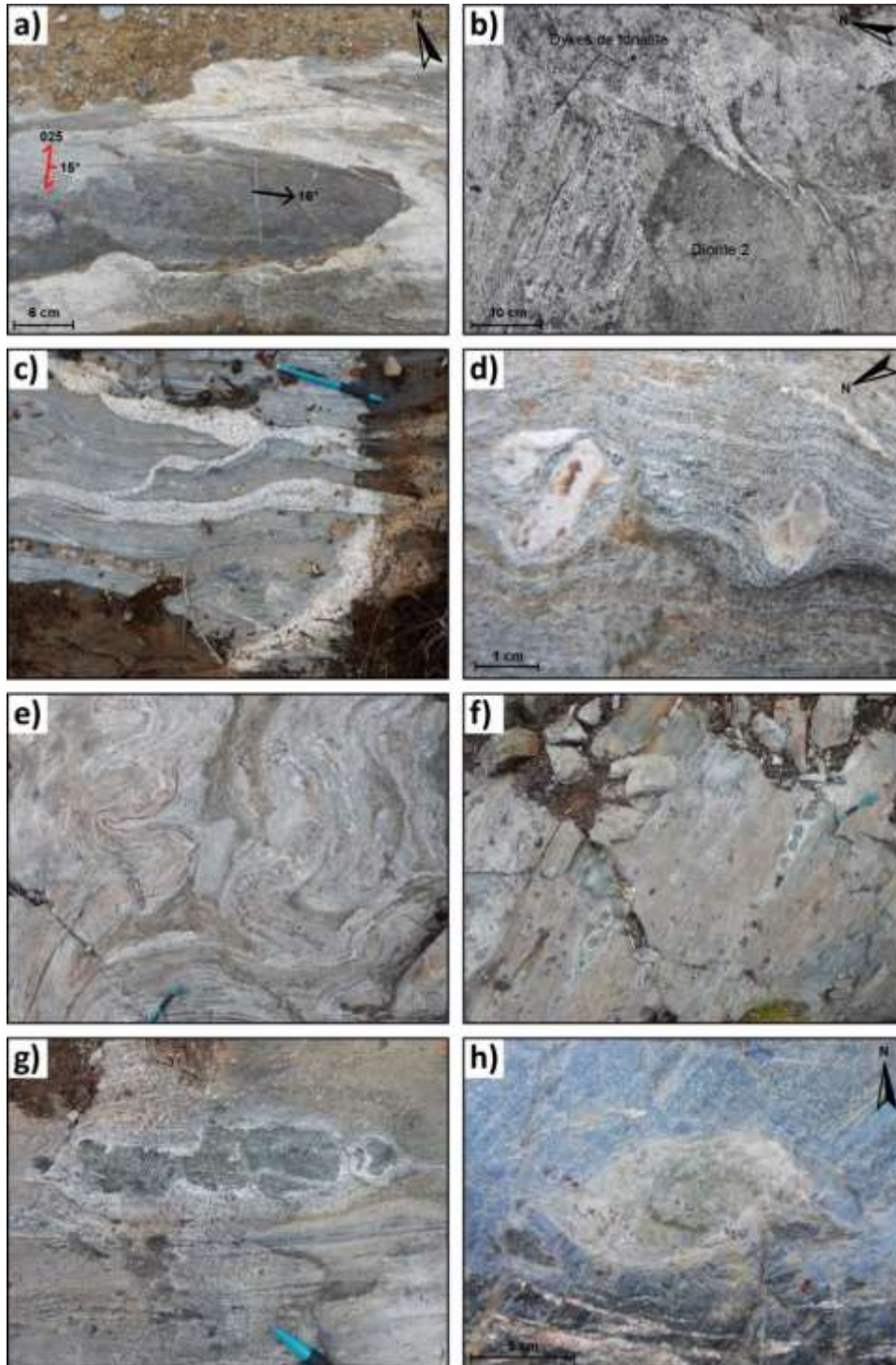


Figure 3.17 – Photographies: a) enclave et diorite 2 plissées à plat (station 67) ; b) mouvement senestre tardif enregistré par les dykes de tonalite (station 97) ; c) basaltes et andésites métamorphisés et plissés, dykes de diorite et injections de pegmatite bréchifiée (station 102) ; d) mouvement senestre suggéré par des asymétries en delta de feldspaths (rotation ; station 102) ; e) roches métasédimentaires fortement plissées (station 102) ; f) boudinage dans les roches métasédimentaires (station 102) ; g) indicateur de mouvement apparent senestre (station 102) ; h) boule d'épidote avec une asymétrie en delta dans un basalte métamorphisé, suggérant un mouvement senestre (station 120)

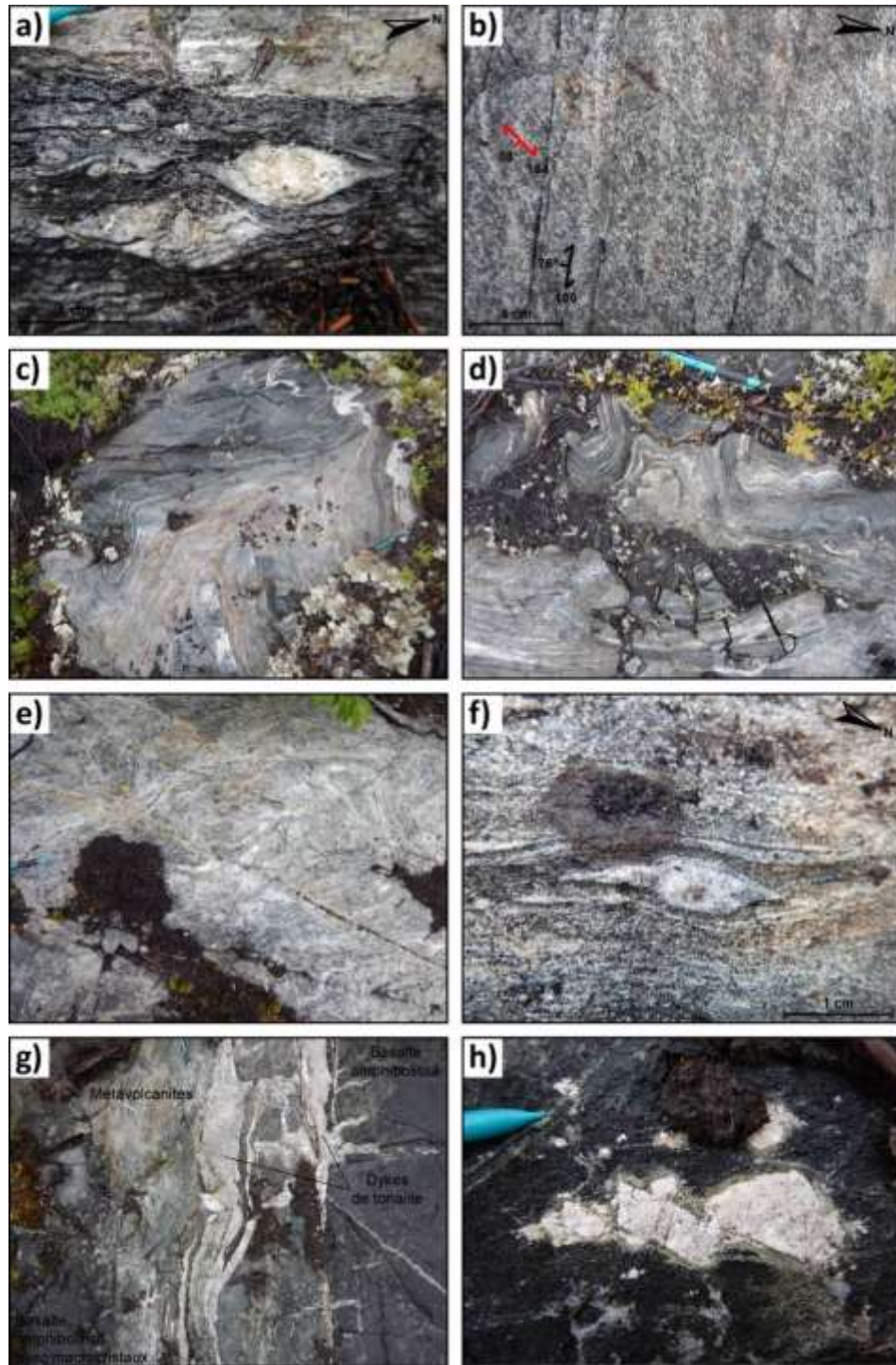


Figure 3.18 – Photographies : a) indicateur de mouvement apparent senestre (delta de feldspath ; station 257) ; b) rubanement compositionnel et foliation développée pendant la recristallisation métamorphique au faciès des amphibolites (station 259) ; c) et d) plissement chaotique des métavolcanites, à proximité d'injections tonalitiques (station 259) ; e) plissement chaotique des métavolcanites (station 260) ; f) indicateur de mouvement apparent senestre (sigma de feldspath ; station 260) ; g) enclave de basalte avec et sans macrocristaux de feldspath et métavolcanites métamorphisés au faciès des amphibolites (station 262) ; h) domino de feldspath suggérant un jeu dextre (station 262)

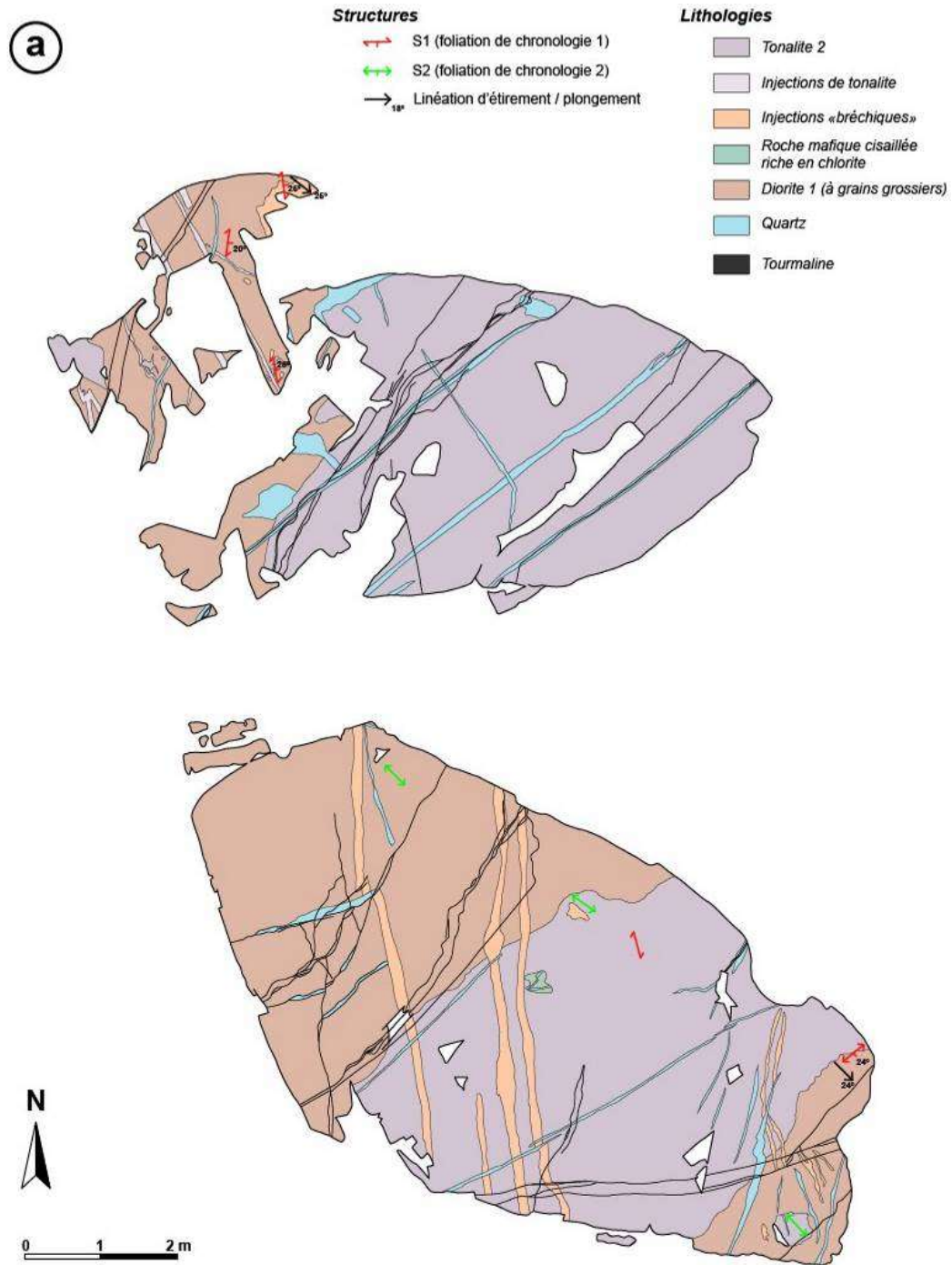


Figure 3.19 – Carte des structures mesurées sur le décapage 3a de l'indice Moly-Desagné

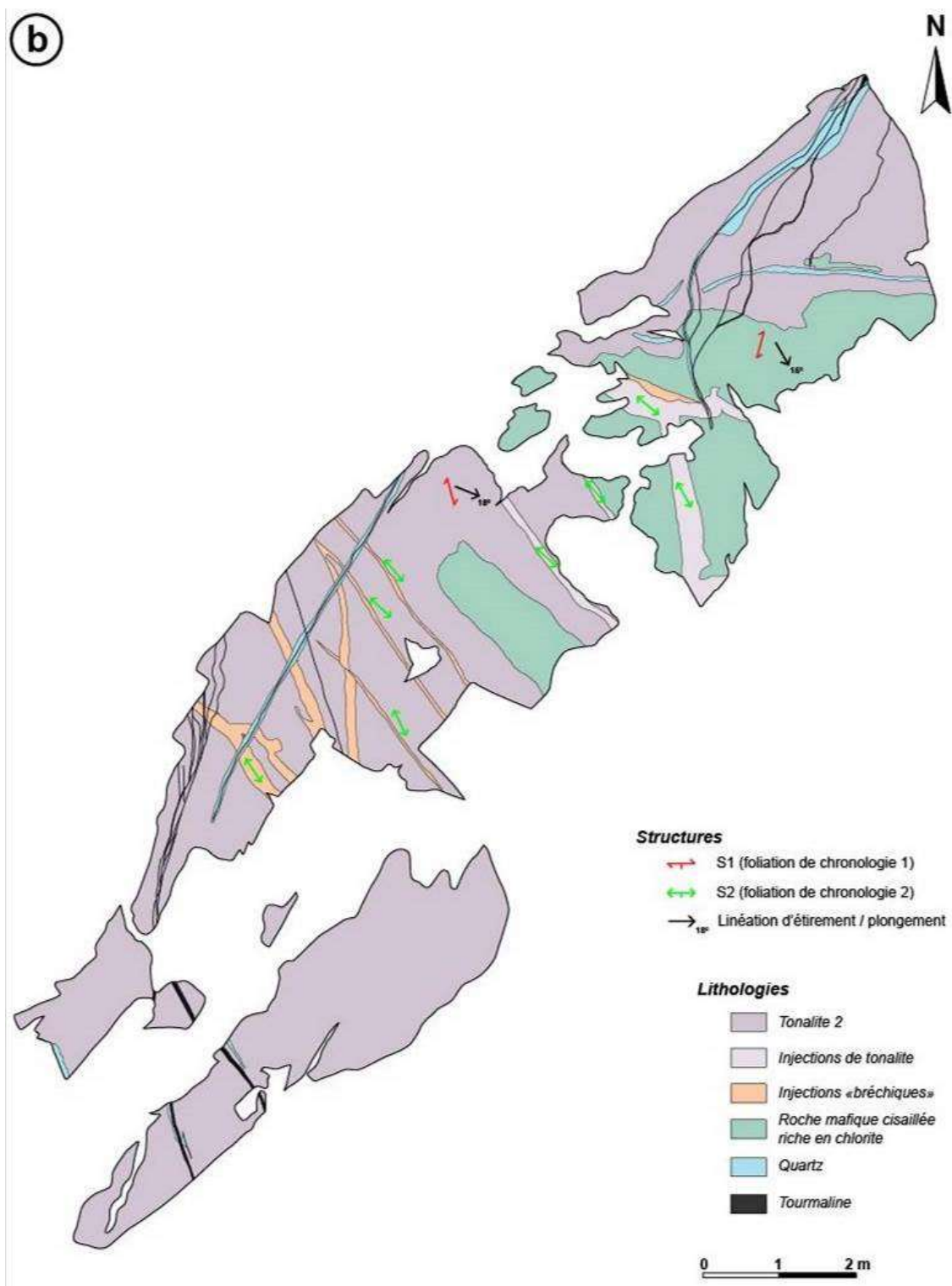
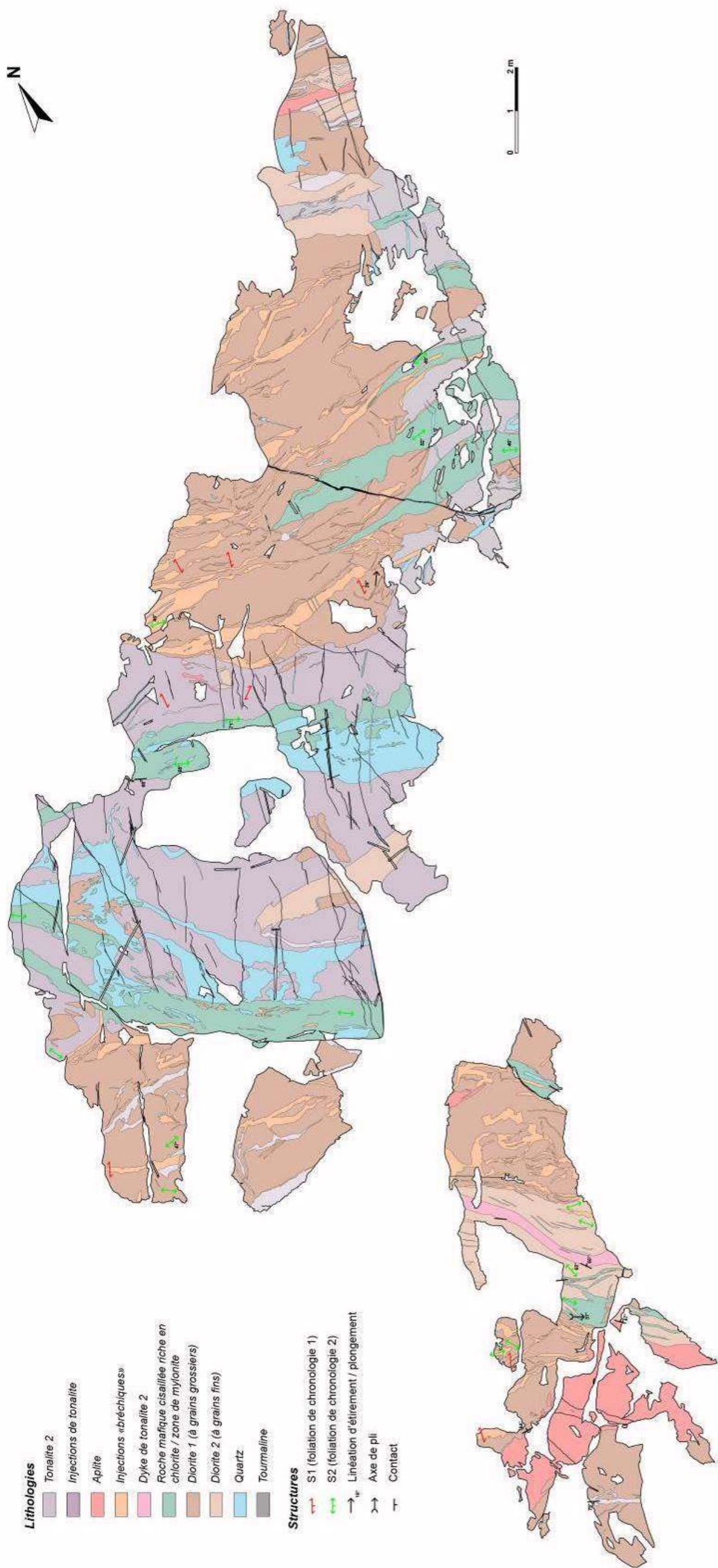


Figure 3.20 – Carte des structures mesurées sur le décapage 3b de l'indice Moly-Desagné



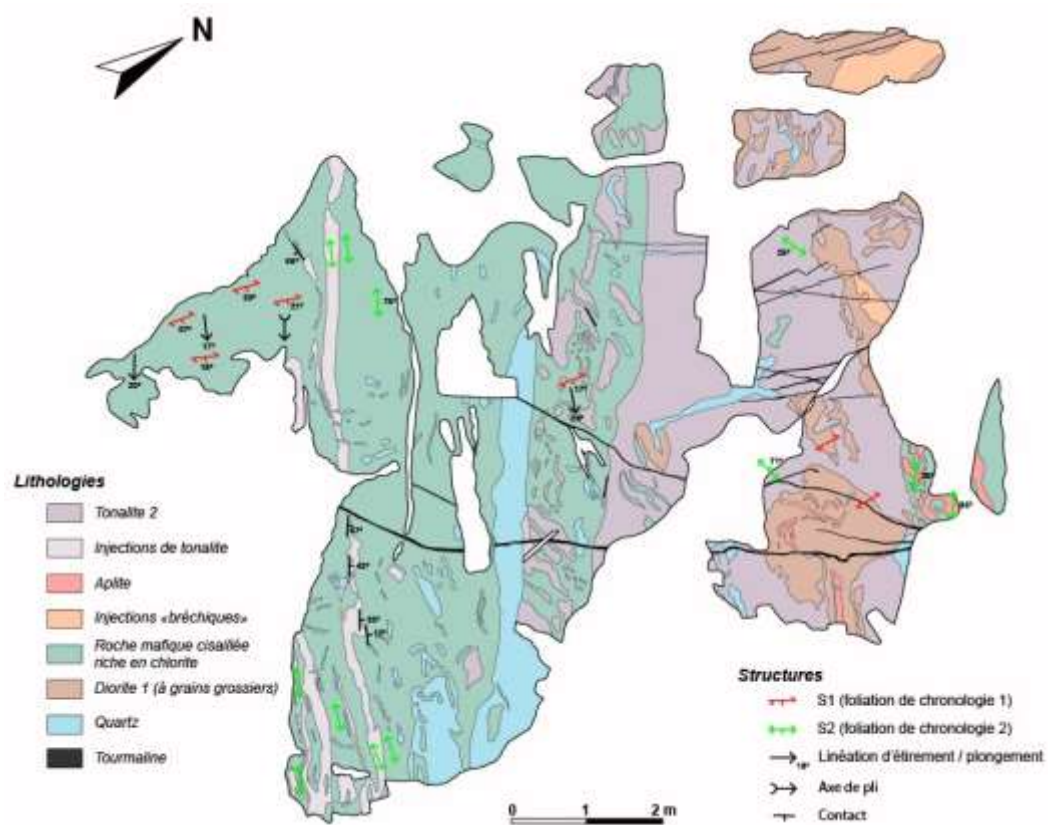


Figure 3.22 – Carte des structures mesurées sur le décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné

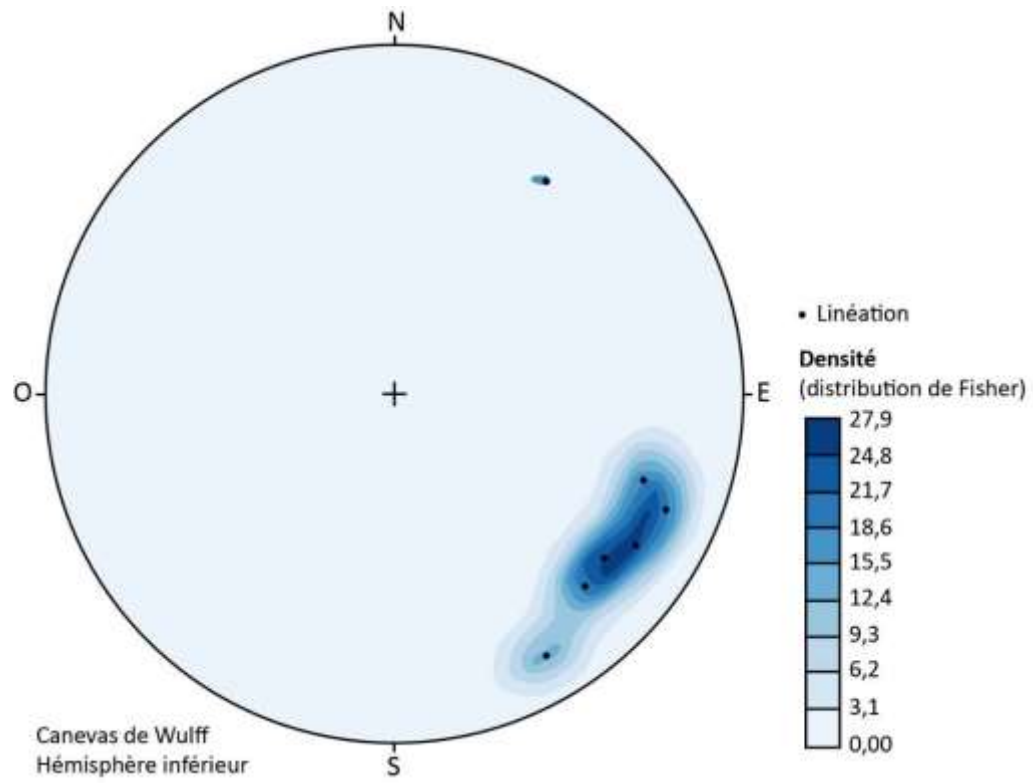


Figure 3.23 – Stéréonet (canevas de Wulff en hémisphère inférieur) des mesures de linéations d'étirement provenant des décapages de l'indice Moly-Desgagné (n = 7)

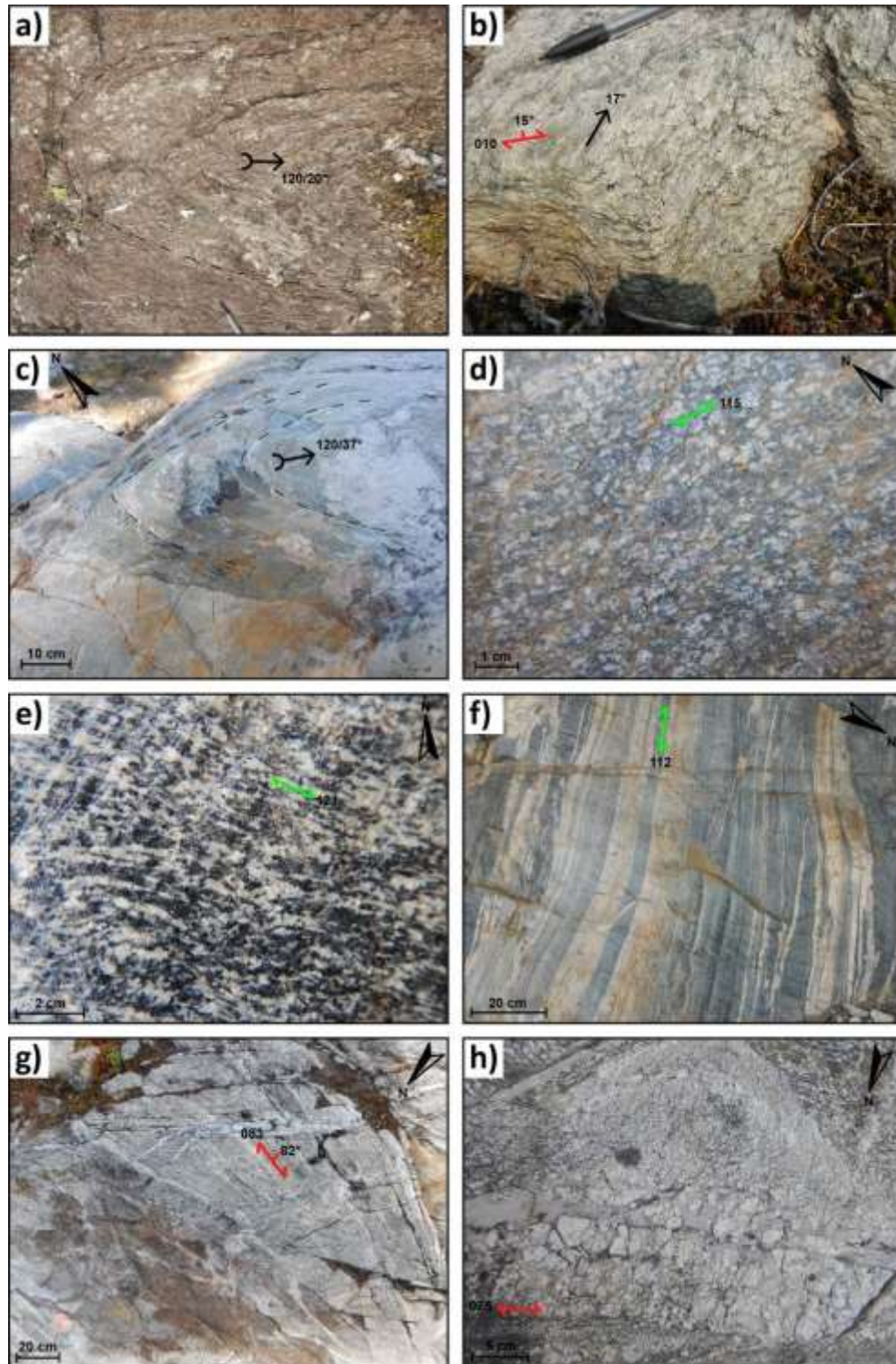


Figure 3.24 – Photographies : a) pli affectant la S1 (décapage 5); b) linéation d'étirement contenue dans la S1 (décapage 5); pli affectant la S1 (décapage 4); d) S2 marquée par l'alignement des feldspaths dans la diorite 1 (décapage 4) ; e) S2 marquée par l'alignement des feldspaths et des amphiboles dans une enclave mafique (décapage 2) ; f) rubanement (décapage 2) ; g) exemple de mylonite anastomosée (décapage 4) ; h) pegmatites bréchifiées à rubans de quartz typiques de mylonites (décapage 4)

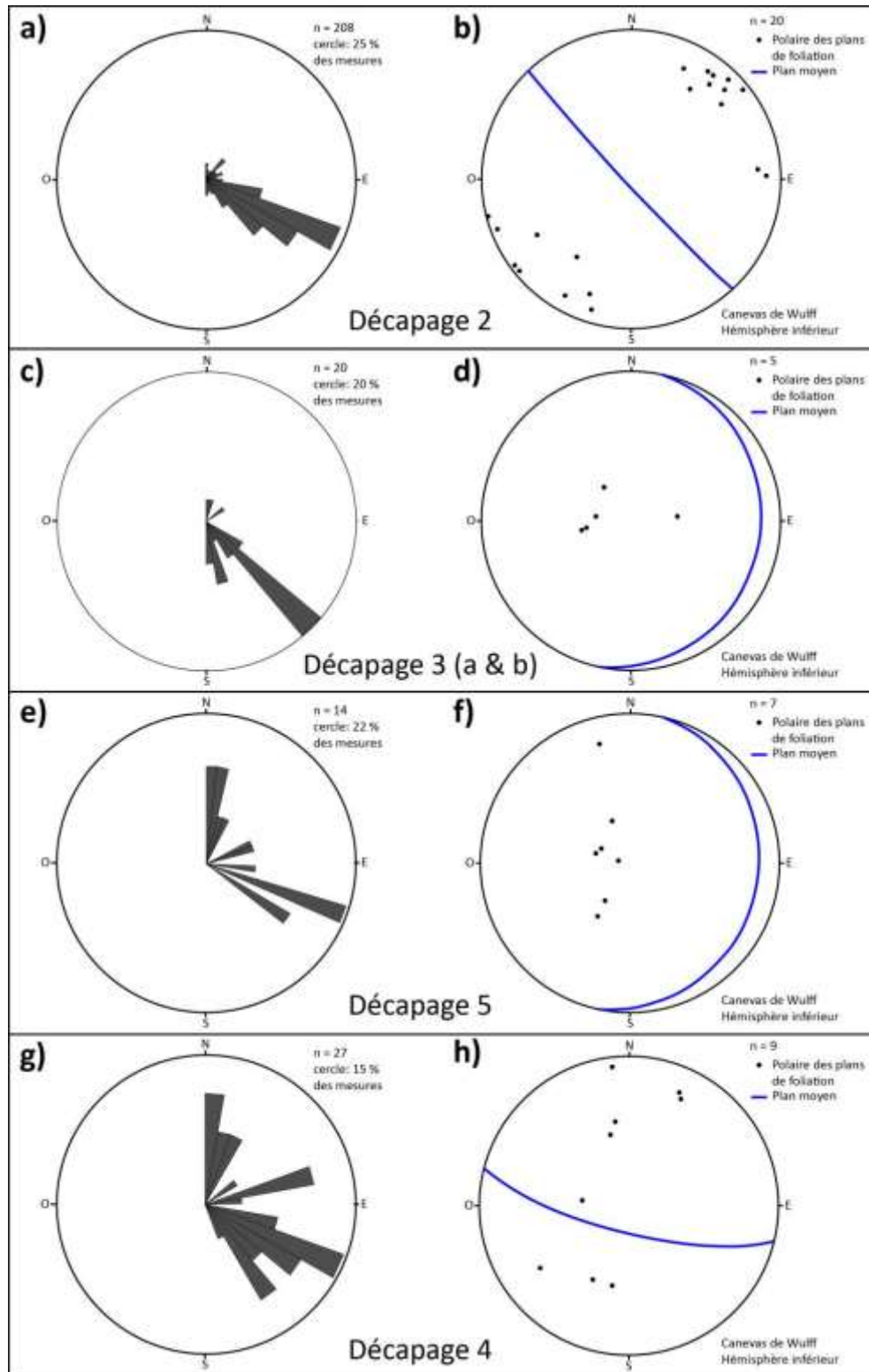


Figure 3.25 – Rosaces des directions des foliations, lorsque le pendage n'a pas pu être mesuré (a, c, e et g), pour les décapages 2, 3, 4 et 5 de l'indice Moly-Desgagné respectivement; stéréonets représentant les pôles des plans de foliations et le plan de foliation moyen (b, d, f et h) pour les décapages 2, 3, 4 et 5 de l'indice Moly-Desgagné respectivement

Tableau 3.1 – Caractéristiques des affleurements clefs définissant le couloir de déformation ductile majeur NO-SE

Station	Lithologies	Structures	Indicateurs de mouvements	Commentaires
67	Enclave de roche mafique	Plissées : foliation N025/15°, avec Lé N115/16° (Figure 3.17 a)		
	Diorite 2			
97	Enclave de roche mafique	Aspect rubané ; transposées dans la foliation N113 à N130, avec forte Lé N120/16°	Senestre tardifs post-foliation, cassants (Figure 3.17 b)	Dykes de tonalite et de pegmatite bréchifiée syn- à post-déformation
	Diorite 2			
102	Enclaves de roche mafique + andésite	Forte foliation N-S ; plissement (Figure 3.17 c)	Senestre : feldspath à asymétrie en sigma par rapport à la foliation N-S (Figure 3.17 d)	Dykes de pegmatites bréchifiées et de diorite, peu foliés et boudinés: syn- à post-déformation
	Enclave de roche mafique + métavolcanites à grenats	Plissement chaotique (axes de plis N026 à N090; Figure 3.17 e); grenats non déformés	Senestre : boudinage et feldspaths avec asymétrie en sigma (N-S ; Figure 3.17 f et g)	
120	Enclaves de roches mafiques	Aspect rubané, forte foliation N100 ; Lé 87/42°	Senestre : asymétrie en delta d'une boule d'épidote (E-O) (Figure 3.17 h)	
	Diorite 2			
178	Enclaves de roches mafiques	Foliation N005/30° à N045/22° plissée ; axe de pli environ N115/23°		Foliation N-S plissée et foliation principale NO-SE
	Diorite 2	Foliation principale N140/51°		
181	Enclaves de roches mafiques	Foliation N240/33° plissée ; axe de pli environ N146/29° ; foliation principale N275/32°		Foliation N-S plissée et foliation principale NO-SE
	Diorite 2	Foliation N275/55°		
257	Enclave de roche mafique	Foliation N355/80°	Senestre : asymétrie en delta formée par un macrocristal de feldspath (N-S ; Figure 3.18 a).	Probable système conjugué : N-S senestre (observé) et NO-SE dextre (non observé)
	Phase centrale 2	Environ N140		
259	Enclave de roche mafique	Rubanement compositionnel primaire N110/76° ; amphiboles (1 à 4 mm, jusqu'à 1 cm) superposées à angle à ces niveaux selon une direction N164/88° (Figure 3.18 b)		Recristallisation métamorphique synchrone avec la déformation
	Métavolcanites	Plissement chaotique (axes de pli N045 ou N070)		Plissement lié au contraste de compétence entre les métavolcanites en contact avec l'enclave de basalte et les veines de quartz (Figure 3.18 c et d)
260	Métavolcanites	Plissement chaotique (axes de pli N020, N040 ou N120) (Figure 3.18 e)		Plissement lié au contraste de compétence entre les métavolcanites et l'encaissant intrusif
	Phase centrale 2	Lé N120/26°	Senestre : asymétrie sigma de quartz-feldspath (Figure 3.18 f)	
262	Enclave de roche mafique + métavolcanites (Figure 3.18 g)	Forte foliation N160 à N170	Dextre : domino de feldspath (Figure 3.18 h)	
	Injection de tonalite	Foliation N160 à N170		

Tableau 3.2 – Synthèse des formules structurales moyennes des feldspaths et des amphiboles

Lame	D027B1	D041A2	D055A1	D058B2	D063A1	D069C2
<u>FELDSPATHS</u>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 8 oxygènes					
Si		2,547		2,664	2,513	
Al		1,458		1,339	1,495	
Site Y		4,005		4,002	4,007	
Ca		0,452		0,341	0,484	
Na		0,525		0,640	0,483	
K		0,002		0,004	0,002	
Site X		0,979		0,984	0,969	
Ab (%)		53,582		64,981	49,853	
An (%)		46,168		34,626	49,912	
Or (%)		0,249		0,392	0,236	
<u>AMPHIBOLES</u>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes					
Si	7,202	6,339	6,310	6,487	6,656	6,903
Al	0,798	1,661	1,690	1,513	1,344	1,097
Site T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,036	0,110	0,099	0,091	0,081	0,130
Al	0,222	0,672	0,498	0,454	0,586	0,158
Fe ³⁺	0,551	0,973	0,789	1,355	0,682	0,767
Mn ²⁺	0,031	0,030	0,032	0,038	0,036	0,053
Fe ²⁺	1,156	1,249	1,737	0,965	1,376	1,471
Mg	3,004	1,966	1,846	2,097	2,239	2,421
Site C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,866	1,627	1,820	1,510	1,753	1,756
Na	0,131	0,347	0,180	0,332	0,246	0,244
Site B	1,997	1,974	2,000	1,855	2,000	2,000
Na	0,047	0,138	0,253	0,090	0,103	0,062
K	0,044	0,059	0,133	0,054	0,058	0,094
Site A	0,091	0,197	0,386	0,144	0,161	0,156
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,998	1,986	1,994	1,988	1,995	1,974
Cl	0,002	0,014	0,006	0,012	0,005	0,026
Site W	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Tableau 3.3 – Synthèse des formules structurales moyennes des chlorites

Lame	D135A2	D135D3	D136A1	D137F6
CHLORITES	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 28 oxygènes			
Si	2,597	2,793	2,701	2,691
Al^{IV}	1,403	1,207	1,299	1,309
<i>Site tet.</i>	4,000	4,000	4,000	4,000
Al^{VI}	1,495	1,397	1,345	1,405
Fe³⁺	0,000	0,000	0,008	0,000
Fe²⁺	2,750	2,413	1,908	1,956
Mg	1,709	2,095	2,714	2,592
<i>Site oct.</i>	5,954	5,905	5,974	5,953
Oct. vac.	0,046	0,095	0,027	0,048
Chlorite	Cham.	Cham.	Clin.	Clin.

CHAPITRE 4

CARACTÉRISATION LITHOGÉOCHIMIQUE DES UNITÉS DU COMPLEXE D'EAU JAUNE

4.1 INTRODUCTION

Ce chapitre présente les résultats des analyses lithogéochimiques de type roche totale réalisées sur 30 échantillons de roches prélevées dans le CEJ durant la campagne de l'été 2018. Sur les 30 échantillons, 9 proviennent des décapages de l'indice Moly-Desgagné (Figure 4.1 à Figure 4.4). L'ensemble des résultats des analyses est donné à l'ANNEXE F.

L'objectif de ce chapitre est de présenter la chimie des grands ensembles lithologiques observés dans le CEJ. L'effet de l'altération hydrothermale sur la chimie des roches est étudié dans un premier temps. Cela permet de justifier l'utilisation de la norme CIPW pour le calcul des minéraux normatifs, afin d'évaluer les proportions modales de minéraux, notamment des feldspaths, et de les comparer avec celles estimées à partir des lames minces. Chaque lithologie est ensuite caractérisée à partir de son contenu en éléments majeurs et traces, puis des diagrammes multiéléments et des spectres d'éléments de terres rares (ETR). Cela permet de valider la classification de terrain basée sur les descriptions pétrographiques et sur la chronologie relative entre les lithologies, et de la préciser à l'aide de leur contenu en éléments (modèle pétrogénétique). La présentation des résultats par type d'éléments (majeurs, puis traces et ETR) a été choisie plutôt qu'une présentation des résultats par groupe de roches, afin de faciliter les comparaisons entre chaque groupe.

4.2 ALTÉRATION

Avant de procéder aux traitements lithogéochimiques, il est nécessaire d'évaluer l'intensité de l'altération hydrothermale. En effet, le contenu en éléments majeurs des roches peut avoir été modifié par des processus d'altération hydrothermale, car ces éléments sont mobiles. Le cas

échéant, les éléments majeurs ne pourront pas être utilisés pour donner un nom aux roches (Trépanier 2011).

La campagne de terrain de l'été 2018 a montré que les trois principaux types d'altération affectant les roches du CEJ sont la carbonatation, la chloritisation et la séricitisation, ce que les observations pétrographiques ont confirmé. Comme présenté précédemment (CHAPITRE 2), ces altérations sont majoritairement observées sur les roches de l'indice Moly-Desgagné. Le carbone ayant été analysé pour chacun des échantillons, trois indices d'altération seront calculés pour discuter de l'intensité de l'altération hydrothermale: 1) l'indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987) ; 2) l'indice chlorite (Saeki et Date 1980) ; et 3) l'indice séricite modifié (Trépanier 2011).

4.2.1 Carbonatation

L'indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987) des 30 échantillons du CEJ est calculé grâce à l'Équation 4.1 :

Équation 4.1

$$\frac{CO_2 \text{ mol}}{(CaO + FeO + MgO + MnO) \text{ mol}}$$

Cet indice prend en compte les différents éléments pouvant entrer dans la structure des carbonates (Ca, Fe, Mg, Mn). Les valeurs de l'indice de saturation en carbonates varient entre 0 et 1. Plus celui-ci est proche de 1, plus l'échantillon est saturé en carbonates et la carbonatation intense.

Appliqué aux 30 échantillons, l'indice de saturation en carbonates est inférieur à 0,1 pour la majorité des roches (Figure 4.5). La carbonatation est donc de faible intensité à absente dans les roches étudiées. Quant aux huit échantillons ayant un indice de carbonatation supérieur à 0,1, ils proviennent en quasi-totalité de l'indice Moly-Desgagné (6 échantillons).

Les enclaves de roches mafiques ne montrent pas d'altération en carbonates, à l'exception d'un échantillon ayant un indice de saturation en carbonates de 0,423 et un contenu en CO₂ d'environ 7 wt%. Cet échantillon (0136AG01) est situé à proximité de la veine de quartz principale du décapage

5 de l'indice Moly-Desgagné (Figure 4.3). La roche montre un fort degré de déformation et contient beaucoup de chlorite (roche verte), ce qui dénote une circulation de fluides. De même, les deux échantillons de diorite 1 proviennent du décapage principal de l'indice Moly-Desgagné et montrent une altération en carbonates (indices de 0,304 et 0,656).

Deux des cinq échantillons de diorite 2 ont un indice de saturation en carbonates élevé (0,149 et 0,277) : 0003AG01 et 0054FG01. Seul le second échantillon provient de l'indice Moly-Desgagné (décapage 4), le premier se trouvant 2,5 km au sud-est. Deux des trois échantillons de tonalite 1 sont légèrement altérés, avec des indices de 0,090 et 0,207 (échantillons 0027AG01 et 0111AG01 respectivement). En revanche, deux échantillons de tonalite 2 ont un indice élevé (0,431 et 0,451, pour les échantillons 0137JG10 et 0054DG01 respectivement). Ils proviennent ici encore de l'indice Moly-Desgagné. L'aplite observée sur ce même décapage a également un indice d'altération en carbonates de 0,444.

Les échantillons ayant un indice inférieur à 0,01 ne montrent pas d'altération en carbonates. Ces échantillons sont situés dans la phase centrale (6). Un échantillon de tonalite 1, 2 échantillons de tonalite 2 et 4 échantillons d'enclaves de roches mafiques ont également un indice inférieur à 0,1.

4.2.2 Chloritisation

La chloritisation est le second type d'altération observé localement sur le terrain. Elle est quantifiée pour les 30 échantillons avec le calcul de l'indice chlorite de Saeki et Date (1980) selon l'Équation 4.2 :

Équation 4.2

$$\frac{MgO + Fe_2O_{3T}}{(MgO + Fe_2O_{3T} + 2CaO + 2Na_2O)}$$

Cet indice traduit un gain de Fe et Mg et une perte de Ca et de Na qui correspond à un processus de chloritisation, soit la destruction des feldspaths et l'ajout de Fe et de Mg, pour former de la chlorite. Ainsi, plus l'indice est proche de 1, plus la chloritisation est intense. En revanche, cet indice est sensible à la composition du précurseur, c'est-à-dire que l'indice n'est pas égal à 0 dans les roches fraîches. Par exemple, en se basant sur le diagramme « *Alteration Box Plot* » de Large

et al. (2001), les roches felsiques, intermédiaires et mafiques fraîches ont un indice compris respectivement entre 0,08 et 0,45; 0,45 à 0,65 ; et 0,65 et 0,9.

Appliqué aux 30 échantillons prélevés dans le CEJ, l'indice montre que la majorité des roches n'est pas chloritisée (Figure 4.6), ce qui est validé par les observations en lames minces. Les variations de la valeur de l'indice pour les roches felsiques peuvent s'expliquer par les variations des proportions de biotite et d'amphiboles, comme pour les phases centrales 1 et 2. En revanche, l'échantillon de diorite 2 (0003AG01) a un indice chlorite plus élevé (~ 0,48). Il contient environ 25 % de chlorite d'après les observations en lames minces. Environ 15 % de chlorite a également été identifiée en lames minces pour l'échantillon 0069B1, mais l'indice chlorite associé est faible.

Tous les échantillons de l'indice Moly-Desgagné présentent une altération en chlorite plus ou moins intense (Figure 4.6). L'échantillon D0055AG01 présente l'indice chlorite le plus élevé (0,48), bien qu'il ne contienne qu'environ 8 % de chlorite. L'échantillon le plus altéré est l'échantillon D0136AG01, qui est une enclave de roche mafique située dans la zone de cisaillement du décapage 5. Cela est cohérent avec les observations de terrain et les données pétrographiques (~ 25 à 30 % de chlorite observée). L'échantillon D0054FG01 (diorite 2) montre également une altération en chlorite et provient aussi d'une zone de cisaillement (décapage 4). Les autres échantillons contiennent de 5 à 15 % de chlorite, les dykes tardifs étant les moins altérés.

La représentation de l'indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987) en fonction de l'indice chlorite (Saeki et Date 1980) permet de corréler les altérations en carbonates et en chlorite (Figure 4.5). Parmi les roches étudiées, seules celles ayant un indice chlorite élevé (> 0,3) sont également carbonatées. Il s'agit notamment des échantillons 0054FG01 et 0136AG01, provenant respectivement des zones de cisaillement riches en chlorite des décapages 4 et 5 de l'indice Moly-Desgagné.

4.2.3 Séricitisation

Les observations de terrain et en lames minces indiquent que la séricitisation est plus ou moins marquée selon les secteurs du CEJ, notamment au niveau de l'indice Moly-Desgagné. Elle est

quantifiée pour les 30 échantillons à l'aide de l'indice séricite de Saeki et Date (1980), modifié par Trépanier (2011). L'indice est donné par l'Équation 4.3:

Équation 4.3

$$\frac{K_2O + 1}{0,5 \times (K_2O + Na_2O)}$$

Cet indice est peu dépendant de la lithologie. Les roches fraîches sont centrées sur 1, tandis que l'altération éloigne les valeurs de 1. Pour représenter l'intensité de la séricitisation, les valeurs de l'indice obtenues pour chaque échantillon sont soustraites à 1 (Figure 4.7). Il est à noter que cet indice a été développé pour les roches volcaniques. Il ne prend donc pas en compte la présence de feldspaths potassiques, pouvant être abondants dans les roches intrusives. Par exemple, les phases centrales 1 et 2 ont des indices séricite élevée (0,3 à 0,4), mais les observations pétrographiques ont montré qu'elles contiennent environ 5 à 25 % de feldspaths alcalins. L'ensemble des autres échantillons montre une faible séricitisation, à l'exception d'un échantillon de diorite 2 (0003) et de l'aplite. Ces échantillons proviennent du couloir de déformation orienté NO-SE et riche en chlorite décrit précédemment. Les échantillons des décapages de l'indice Moly-Desgagné montrent également une légère séricitisation. Ces mêmes échantillons montrent aussi une carbonatation et une légère chloritisation.

4.2.4 Synthèse

Les calculs de l'indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987) et de l'indice chlorite (Saeki et Date 1980) font ressortir que les échantillons altérés (7 sur 30) proviennent majoritairement de l'indice Moly-Desgagné (Figure 4.8). Les altérations en carbonates et en chlorite sont également observées sur le terrain et en lames minces. En dehors de l'indice Moly-Desgagné, seules quatre échantillons sont modérément altérées en carbonates, un est séricitisé, et les autres sont frais (Figure 4.5 et Figure 4.7). Ces échantillons sont situés dans le couloir de déformation orienté NO-SE (CHAPITRE 3). Les deux groupes de roches de la phase centrale sont, quant à eux, non altérés. Il va donc être possible de classer ces roches avec les diagrammes utilisant les éléments majeurs.

4.3 MINÉRAUX NORMATIFS

La norme utilisée dans cette section pour calculer les minéraux normatifs est la norme CIPW modifiée « biotite + hornblende » (Hutchison 1975), implémentée sous le logiciel Lithomodeleur. D'après les observations de terrain et pétrographiques, les roches contiennent des minéraux métamorphiques (chlorite, une partie des amphiboles). Si l'on considère un métamorphisme isochimique (la chimie n'a pas été modifiée de façon significative à l'échelle d'un échantillon de 1 kg), la norme CIPW permet d'approximer les assemblages magmatiques pré-métamorphisme.

Toutefois, les proportions de minéraux normatifs restent un modèle et ont deux limites principales. 1) La méthode de la norme CIPW nécessite de connaître l'état d'oxydation du fer (Fe^{2+} vs Fe^{3+}). Dans cette étude, le ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ a été estimé à l'aide du diagramme *Total Alkali Silicate* (TAS) de Middlemost (1985) selon la méthode décrite à la section 1.5.2.3. Ce ratio est une estimation basée sur la quantité de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ et de SiO_2 (wt%) de chaque échantillon. La quantité de ces éléments peut varier avec l'altération, mais ces variations sont généralement mineures (voir section 4.2). 2) L'altération est la deuxième limite du calcul normatif. Elle peut faire varier la quantité d'autres éléments majeurs comme le Fe et le Mg (chloritisation). Les minéraux normatifs seront mal prédits si la composition chimique de la roche a été modifiée par des processus d'altération.

Les roches de cette étude ne sont pas, ou très peu, altérées (voir section 4.2 du présent chapitre). Donc, la norme CIPW devrait fournir une approximation raisonnable des assemblages magmatiques. Les résultats du calcul de la norme montrent que les proportions de carbonates normatifs sont similaires aux proportions modales estimées en lames minces et aux résultats de l'indice de saturation en carbonates. Conséquemment, le calcul de la norme est applicable à cette étude.

Le calcul de la norme CIPW permet de replacer les 30 échantillons dans le diagramme de Streckeisen (1976). Pour cela, les feldspaths calculés (orthose, albite et anorthite) sont répartis entre les pôles A (feldspaths alcalins) et P (plagioclases) selon la méthode de Le Maitre (1976 ; Figure 4.9 a). Vingt-deux des 30 échantillons sont proches du pôle P et ont tendance à s'aligner le

long de la courbe représentant une série calco-alkaline pauvre en K (Lameyre et Bowden 1982). Il s'agit des échantillons de la phase centrale, des diorites 2, d'une partie des échantillons de tonalite 1 et 2 et des dykes felsiques. Les 8 autres échantillons (diorite 1, aplite, Pluton d'Anville et une partie des échantillons de tonalite 1 et 2) sont plutôt proches du pôle A, et s'alignent à l'extrémité de la courbe correspondant à la série calco-alkaline ayant un contenu intermédiaire en K.

Les analyses *in situ* réalisées sur les feldspaths alcalins et plagioclases (voir section 3.2.2.1) indiquent qu'ils ne contiennent pas, ou très peu de K. Ces feldspaths sont donc plus proches du pôle P que du pôle A. La méthode de Le Maitre (1976) ne s'applique donc pas à la zone d'étude, car elle répartit l'albite calculée entre les pôles A et P, alors qu'ici toute l'albite calculée devrait être dans le pôle P. Pour prendre en compte cela, les échantillons sont à nouveau représentés dans le diagramme de Streckeisen (1976) en considérant que l'orthose normative constitue le pôle A et que l'albite + anorthite normatives constituent le pôle P (Figure 4.9 b). Les feldspaths étant majoritairement sodiques, les 30 échantillons sont alignés selon la courbe de différenciation (a), soit la série calco-alkaline pauvre en K (Lameyre et Bowden 1982), proche du pôle P. La majorité des échantillons se situe alors dans le champ des tonalites, de la granodiorite et de la diorite (\pm quartz).

La Figure 4.10 compare les proportions modales de minéraux estimées à partir de 16 lames minces avec les minéraux normatifs calculés par la norme CIPW. On remarque que les proportions de feldspaths alcalins sont surestimées visuellement pour les raisons mentionnées à la section 2.1.2, avec des différences allant jusqu'à 40 à 50 %. Les différences entre les proportions de quartz estimées et normatives sont faibles (de l'ordre de 5 à 10 %).

4.4 LITHOGÉOCHIMIE : ÉLÉMENTS MAJEURS

Les 30 échantillons provenant du CEJ étant peu altérés, les éléments majeurs peuvent être utilisés afin de préciser la classification des roches et de discuter des processus magmatiques. Les contenus en éléments majeurs de chaque groupe de lithologies sont donnés dans le Tableau 4.1.

4.4.1 Discrimination des séries magmatiques

Le diagramme TAS (Middlemost 1985) montre que l'ensemble des échantillons est d'affinité subalkaline (Figure 4.11). Les roches pour lesquelles une chloritisation et/ou une séricitisation a été identifiée sont distinguées du reste des échantillons par des losanges. En effet, ces altérations peuvent avoir fait varier le contenu en Na_2O , K_2O et SiO_2 de ces roches. En général, tous les échantillons de phases intrusives ont un contenu en SiO_2 élevé, principalement supérieur à 60 wt% (roches intermédiaires à felsiques).

Les enclaves de roches mafiques sont les plus pauvres en SiO_2 et tombent dans le champ des gabbros, ce qui est cohérent avec les noms de terrain et l'interprétation selon laquelle il s'agit d'enclaves de basaltes ou de gabbros. Seul l'échantillon 0045AG01 tombe dans le champ de la granodiorite (Figure 4.11). Il s'agit d'une enclave de gabbro très déformée contenant de nombreuses petites injections de tonalite, elles-mêmes étirées dans les plans de foliation. Malgré le soin accordé à l'échantillonnage et à la préparation des analyses, il est possible que l'échantillon contienne des injections de tonalite, expliquant ainsi son contenu anormalement élevé en SiO_2 .

Les diorites 1 tombent dans le champ de la granodiorite. Les diorites 2 non altérées sont à la limite des champs granodiorite et diorite. Un des échantillons altérés est à la transition entre diorite et diorite gabbroïque, et le second, plus pauvre en SiO_2 , tombe dans le champ de la monzodiorite. La tonalite 1 a un contenu en SiO_2 variant entre 71,4 et 76,1 wt% et tombe dans le champ du granite. Elle est plus différenciée que la phase tonalite 2. Celle-ci est moins riche en SiO_2 (65,4 à 68,2 wt%), tombant dans le champ de la granodiorite, à la limite du champ du granite (Figure 4.11).

Les échantillons de la phase centrale 1, soit ceux situés en bordure de la phase centrale, sont plus riches en SiO_2 , et donc possiblement plus différenciés, que ceux de la phase centrale 2, situés vers le cœur. Ils sont situés dans le champ de la granodiorite, à proximité de la transition avec le champ du granite, et ont un contenu en SiO_2 plus élevé que celui de la phase tonalite 2 (de 65,4 à 70,3 wt% et de 49,7 à 58,2 wt% respectivement). Cette dernière tombe dans le champ du gabbro et de la diorite. Les dykes felsiques, l'aplite et l'échantillon provenant du Pluton d'Anville font partie

des échantillons les plus enrichis en SiO_2 (71 à 76,7 wt%) ; ils tombent dans le champ du granite (Figure 4.11).

Le diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971), bien qu'initialement développé pour des liquides et des roches volcaniques, est utilisé par de nombreux auteurs pour évaluer l'affinité des roches intrusives. Dans un souci d'homogénéité, ce diagramme est donc utilisé ici. Il montre que tous les échantillons ont une affinité calco-alkaline, à l'exception des enclaves de roches mafiques qui ont une affinité tholéitique (Figure 4.12 a). L'échantillon 0045AG01 tombe toutefois dans le champ calco-alkalin, ce qui est en désaccord avec les observations de terrain. Comme précisé précédemment, les variations dans la chimie de cet échantillon peuvent s'expliquer par un échantillon de gabbro hétérogène, tholéitique, contenant des injections de tonalite d'affinité calco-alkaline.

Le diagramme de Ross et Bédard (2009) permet de confirmer les affinités déterminées avec les diagrammes TAS et AFM, utilisant des éléments majeurs, qui sont mobiles durant les processus d'altération. L'avantage de ce diagramme est d'utiliser des éléments traces, immobiles (Figure 4.12 b). Ici encore, les enclaves de roches mafiques sont dans le champ des roches ayant une affinité tholéitique à transitionnelle, à l'exception de l'échantillon 0045AG01 qui est situé dans le champ calco-alkalin du fait de son hétérogénéité (injections de tonalite dans un gabbro). L'ensemble des autres échantillons est d'affinité calco-alkaline, ceux de la phase centrale 2 se rapprochant plus du champ transitionnel que les autres échantillons.

4.4.2 Caractéristiques des phases

Différents diagrammes utilisant les éléments majeurs ont été appliqués aux 30 échantillons afin de préciser les caractéristiques chimiques des phases identifiées dans le CEJ.

Le diagramme de Frost et al. (2001) permet de discuter de la saturation en aluminium (*Aluminium Saturation Index* ; ASI) des différentes phases (Figure 4.13 a). La saturation en aluminium correspond à l'aluminium restant une fois que les feldspaths ont cristallisé. Ainsi, si la roche ne contient que du quartz et des feldspaths, son ASI prendra la valeur 1. Le contenu en Al variant assez peu durant la cristallisation fractionnée, l'ASI d'une roche varie alors en fonction des

assemblages minéralogiques et de la composition de ces phases minérales : il reflète la chimie du magma, donc sa source (et son contenu en Al). Une roche peralumineuse est généralement issue de la fusion partielle d'une source mantellique. Une roche métalumineuse suggère une source d'origine crustale, comme des roches sédimentaires peralumineuses (White et Chappell 1983). Enfin, une roche peralcaline serait principalement formée par la fusion profonde d'une tonalite ou granodiorite déshydratée (Skjerlie et Johnston 1993).

Dans une roche intrusive grenue, l'accumulation de certains minéraux (avec un ASI propre) peut faire varier l'ASI global de la roche. Par exemple, l'ASI de l'amphibole varie entre 0,3 et 0,5, est de 1 pour le feldspath, ou varie de 1 à 1,5 pour la biotite. La quantité d'aluminium incorporée dans chaque minéral peut également varier selon sa structure cristallographique, comme c'est le cas pour la biotite. Une roche avec un $ASI > 1$ (peralumineuse) peut être produite par la cristallisation fractionnée de hornblende dans le magma source (Bilal et Giret 1999 ; Zen 1986).

Les échantillons de diorite 1 sont exclusivement peralumineux, tandis que ceux de diorite 2 se répartissent entre les champs métalumineux et peralumineux (Figure 4.13 a). Dans ce dernier cas, cela peut être dû à la variabilité naturelle de la roche : on observe une accumulation d'amphiboles dans les échantillons avec un $ASI < 1$ (métalumineux). Comme l'ASI des amphiboles est $< 0,5$, une plus grande quantité d'amphiboles calciques abaisse l'ASI de la roche. Les deux phases tonalitiques, l'aplite, les dykes felsiques et l'échantillon du Pluton d'Anville sont peralumineux, de même que les échantillons de la phase centrale 1. En revanche, les échantillons de la phase centrale 2 sont métalumineux.

Le diagramme Na-Ca-K (Figure 4.13 b) montre que les enclaves de roches mafiques contiennent plus de Ca que de Na, ce qui est attendu pour les roches mafiques. Les phases tonalitiques 1 et 2 contiennent légèrement plus de Na que de Ca. Les phases dioritiques ont un contenu en Na et en Ca variable, intermédiaire entre celui des tonalites et celui des enclaves mafiques. La phase centrale 1 est plus riche en Na, alors que la phase centrale 2 contient plus de Ca et moins de K. La série de roches (phases centrales 1 et 2) ne s'enrichit pas, ou très peu, en K avec l'augmentation du contenu en SiO_2 , ce qui est typique des lignées trondhjémiques (Moyen et

Martin 2012). Au contraire, l'enrichissement en K pendant la différenciation est plutôt caractéristique des séries calco-alcalines (Sheth et al. 2002).

Des diagrammes de Harker ont été réalisés afin de comparer les contenus en éléments majeurs et mineurs, en fonction du contenu en SiO_2 , des différents groupes lithologiques (Figure 4.14). Les enclaves de roches mafiques se distinguent par leur faible contenu en SiO_2 . Elles sont plus enrichies en CaO, FeO, Fe_2O_3 , MgO et TiO_2 et contiennent moins de Na_2O , K_2O et P_2O_5 que l'ensemble des autres roches. La teneur élevée en TiO_2 peut s'expliquer par la présence de titanite observée en lames minces.

Les diorites du groupe 1 semblent être plus différenciées que les diorites 2, car elles sont plus riches en Na_2O et K_2O et moins riches en MgO, FeO et Fe_2O_3 , CaO, P_2O_5 et TiO_2 , tandis que le contenu en Al_2O_3 est constant. L'alignement des échantillons de diorite du groupe 2 peut correspondre à un phénomène de différenciation. L'échantillon 0003AG01 est parfois situé en-dehors de la tendance générale, comme pour le CaO ou le Na_2O (Figure 4.14). Cela peut être une conséquence de la carbonatation identifiée dans la section 4.2.1.

Les diagrammes de Harker (Figure 4.14) font ressortir que les tonalites du groupe 1 sont plus différenciées que celles du groupe 2, car elles contiennent plus de SiO_2 et elles sont plus pauvres en CaO, FeO, Fe_2O_3 , MgO, P_2O_5 et TiO_2 . Le contenu en Al_2O_3 et Na_2O est similaire entre les deux groupes. Les deux groupes de tonalites se distinguent surtout par leurs teneurs en K_2O : les tonalites du groupe 1 sont plus riches en K_2O que celles du groupe 2 (> 2 wt% pour 2 des 3 échantillons contre 1 à 2 wt% respectivement). Or, la plupart des feldspaths observés dans les tonalites des deux groupes sont séricitisés. Les variations en K_2O peuvent être des caractéristiques de la roche d'origine, ou être dues à l'altération. En lames minces, la tonalite 1 semble contenir plus de microcline que la tonalite 2 (voir section 2.3.2).

La phase centrale 2, située en bordure de la phase centrale, est plus différenciée que la phase centrale 1, située au centre (~ 70 wt% SiO_2 contre ~ 50 à 60 wt% SiO_2 respectivement). La phase centrale 2 est moins riche en CaO, FeO, Fe_2O_3 , MgO, P_2O_5 et TiO_2 et plus riche en K_2O que la phase centrale 1. Elle est également légèrement moins riche en Al_2O_3 et légèrement plus riche en

Na₂O. La phase centrale 1 semble se rapprocher du groupe des diorites (1 et 2), tandis que la chimie de la phase centrale 2 ressemble à celle des tonalites (Figure 4.14).

4.5 LITHOGÉOCHIMIE : ÉLÉMENTS TRACES ET ÉLÉMENTS DE TERRES RARES

Les 30 échantillons du CEJ ont également été analysés pour leurs éléments traces et éléments de terres rares (ETR). Ceux-ci sont utilisés afin de valider et d'affiner les interprétations (affinité magmatique, taux de différenciation) formulées dans la section précédente. Pour chaque groupe, les moyennes des contenus en ETR sont résumées dans le Tableau 4.2.

Les anomalies en ETR sont calculées à l'aide de l'Équation 4.4, où X correspond à l'élément dont l'anomalie est calculée ; W et Y correspondent aux éléments situés juste avant et après l'élément X sur l'axe des x; le symbole « * » indique que la teneur en élément est normalisée au manteau primitif de Hofmann (1988).

Équation 4.4

$$\frac{X^*}{(W^* + Y^*)}$$

Le diagramme (La/Yb)_N en fonction de La_N est utilisé (Figure 4.15) afin de discuter du taux de fractionnement des différentes lithologies. « N » indique que les valeurs de La et de Yb sont normalisées par rapport au manteau primitif (Hofmann 1988). Plus un échantillon présente un rapport (La/Yb)_N élevé et couplé à un contenu en La élevé, plus son taux de fractionnement est important. Ce taux de fractionnement sera présenté pour chaque groupe lithologique.

4.5.1 Enclaves de roches mafiques

4.5.1.1 Enclaves de roches mafiques

Les échantillons les moins fractionnés sont les enclaves de roches mafiques, qui ont un ratio (La/Yb)_N proche de 2. Les enclaves contiennent peu de La_N (6 à 8 ; Figure 4.15). Les échantillons 0027BG01, 0063AG01 et 0136AG01 ont en effet un patron multiéléments plat, c'est-à-dire très peu fractionné (Figure 4.16 a). L'échantillon 0063AG01 est légèrement plus enrichi en ETR que les deux autres. A l'inverse, l'échantillon 0027BG01 est plus enrichi en Th que les deux autres. L'anomalie négative en Nb est peu marquée pour les trois échantillons (0,178 ; 0,257 et 0,191 pour

0027BG01, 0063AG01 et 0136AG01 respectivement). Les patrons montrent également une faible anomalie positive en Ta et aucune anomalie en Ti. Les patrons d'ETR de ces trois échantillons sont également plats (Figure 4.16 b), avec une anomalie positive en Eu pour les échantillons 0063AG01 et 0136AG01.

L'échantillon 0055AG01 a également des patrons peu fractionnés sur les diagrammes multiéléments et d'ETR. Cette roche présente des anomalies négatives en Nb et Ta ainsi qu'une anomalie positive en Ti. Il y a également une anomalie négative en Zr et en Hf. Le patron d'ETR ne montre pas d'anomalie en Eu mais un léger enrichissement en ETR légers. L'échantillon 0045AG01 est plus enrichi en éléments traces et ETR que les quatre autres échantillons. Son diagramme multiéléments présente des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Son patron d'ETR montre une anomalie négative en Eu.

4.5.1.2 Synthèse pour les enclaves de roches mafiques

Les enclaves de roches mafiques ont des diagrammes multiéléments et des patrons d'ETR très peu fractionnés. Ces derniers présentent plusieurs anomalies et particularités qui sont présentées ci-après.

Les anomalies positives en Eu des échantillons 0063AG01 et 0136AG01 peuvent s'expliquer par l'accumulation de plagioclases dans ces roches. Des macrocristaux de feldspaths ont effectivement été observés sur le terrain et en lames minces pour l'échantillon 0063AG01, et l'échantillon 0136AG01 contient environ 25 % de feldspaths. L'anomalie négative en Eu de l'échantillon 0045AG01 peut s'expliquer par la formation et l'accumulation de plagioclases par cristallisation fractionnée. Toutefois, les analyses de duplicatas ont montré que l'anomalie en Eu est peu fiable dans le cas de cette étude, puisqu'elle peut être positive ou négative pour un même échantillon (section 1.5.2.3, Figure 1.13).

L'anomalie positive en Ti et l'enrichissement en éléments traces et en ETR observés pour l'échantillon 0055AG01 peuvent être expliqués par l'altération. En effet, cet échantillon provient de l'indice Moly-Desgagné, où une circulation de fluides et de l'altération ont été identifiés (voir CHAPITRE 3). L'altération hydrothermale peut avoir retiré des éléments mobiles de la roche,

causant ainsi une augmentation du contenu relatif en TiO_2 . Le léger enrichissement en ETR légers peut aussi avoir été causé par l'altération hydrothermale, car ceux-ci peuvent être mobiles dans certaines conditions (métamorphisme avec apport d'eau ; Hellman et al. 1979). En revanche, l'enrichissement en éléments traces et en ETR de l'échantillon D045AG01 s'explique plutôt par le mélange de l'échantillon de gabbro avec des injections de tonalites. De même, ses anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et Eu sont donc probablement dues à la composante tonalitique de l'échantillon.

Enfin, l'anomalie négative en Zr et Hf de l'échantillon 0055AG01 ne peut pas s'expliquer par la cristallisation fractionnée de zircons, car il s'agit d'une roche mafique. De telles anomalies ont déjà été observées dans des roches mafiques (Pologne, France, Russie) et sont expliquées par un processus de fusion partielle ayant enlevé ces éléments du manteau (ils restent dans le zircon lors de la fusion partielle ; Downes et al. 2015).

4.5.2 Diorites

Les deux groupes de diorites distingués sur la base des descriptions de terrain et des relations de recoupement (chronologie relative), de la pétrographie et de leur contenu en éléments majeurs se distinguent également sur les diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR. Les deux groupes de diorites sont peu fractionnés, avec des rapports $(\text{La/Yb})_N$ inférieurs à 10 mais très variables, entre 3 et 8 (Figure 4.15).

4.5.2.1 Diorite 1

Les deux échantillons de diorite 1 proviennent de l'indice Moly-Desgagné. Selon les relations de recoupement, il s'agit de la phase dioritique la plus précoce observée sur le terrain.

L'échantillon 0054AG01 est représentatif de la diorite à grains grossiers la moins altérée de l'indice Moly-Desgagné, car il est situé à distance des zones les plus altérées, ce qui permet de supposer que son contenu en éléments traces n'a pas (ou peu) été modifié par l'altération hydrothermale. Cet échantillon a un profil légèrement fractionné (Figure 4.17 a), avec des anomalies négatives en Nb et Ti, et positives en Zr et Hf. Le patron d'ETR est également légèrement fractionné et présente des anomalies positives en Eu (Figure 4.17 b).

L'échantillon 0054EG01 présente les mêmes anomalies que l'échantillon 0054AG01 sur le diagramme multiéléments, mais aucune anomalie sur le patron d'ETR (Figure 4.17 b). Son contenu en ETR lourds est similaire à celui de l'échantillon 0054AG01, tandis qu'il est plus enrichi en ETR légers et en éléments les plus incompatibles sur le diagramme multiéléments.

4.5.2.2 Diorite 2

Sur les cinq échantillons de diorite 2, un seul provient de l'indice Moly-Desgagné (0054FG01). Les cinq échantillons ont des patrons de multiéléments et d'ETR peu fractionnés et montrent un enrichissement en ETR légers globalement similaire (Figure 4.17 c et d), l'échantillon 0054FG01 étant un peu plus enrichi en ETR que les quatre autres. Cet échantillon ne montre pas d'anomalie en Eu, alors que les quatre autres ont une anomalie négative. Le contenu en ETR lourds est équivalent pour les échantillons 0069BG01, 0069CG02 et 0072AG01. Seul l'échantillon 0003AG01 montre un léger enrichissement en ETR lourds, mais son profil reste similaire à ceux des quatre autres échantillons.

Les patrons du diagramme multiéléments montrent que les cinq échantillons ont une anomalie négative en Ti. Une anomalie négative en Nb et Ta, plus ou moins prononcée, est également observée pour tous les échantillons, à l'exception de l'échantillon 0003AG01. Ce dernier montre une anomalie positive en Zr et Hf plus prononcée que celle des autres échantillons. Seul l'échantillon 0072AG01 présente une anomalie négative en Zr et Hf.

4.5.2.3 Synthèse pour le groupe des diorites

Les diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR confirment qu'au moins deux phases dioritiques peuvent être différenciées dans le CEJ (Figure 4.17 e et f).

(1) Une phase précoce de diorite à grains grossiers (diorite 1), observée uniquement sur l'indice Moly-Desgagné (deux échantillons). Elle a des patrons de multiéléments et d'ETR peu fractionnés, avec des anomalies négatives en Nb et Ti, et des anomalies positives en Zr et Hf. Elle est moins enrichie en ETR lourds que la diorite 2.

(2) Une deuxième phase dioritique (diorite 2), observée ailleurs dans le CEJ et qui correspond à la phase dioritique à grains fins sur l'indice Moly-Desgagné. Elle est plus riche en ETR lourds que la diorite 1.

Les diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR de certains échantillons montrent des anomalies positives ou négatives en Zr et Hf. Celles-ci peuvent respectivement être expliquées par l'accumulation de zircons dans la roche et par la cristallisation fractionnée de zircons, qui ont été retirés du magma. L'échantillon 0054AG01 (diorite 1) présente en outre des anomalies négatives en Nb et Ti, pouvant s'expliquer par la présence de titanates dans le résidu de fusion partielle. Ces anomalies ne sont pas observées dans tous les échantillons, et ne permettent donc pas de distinguer la diorite 1 de la diorite 2.

En revanche, la diorite 2 est plus enrichie en ETR lourds que la diorite 1, ce qui indique que ces diorites pourraient correspondre à un même magma ayant subi différents taux de différenciation. Afin de vérifier cela, les spectres d'ETR ont été représentés en fonction de la quantité de SiO_2 de chaque échantillon, pour les deux groupes de diorites (Figure 4.18 a). Cela fait ressortir que les diorites 1 sont plus différenciées que les diorites 2, car elles sont plus riches en SiO_2 (66 à 67 wt% et 48,3 à 62,3 wt% respectivement). Les diorites les plus différenciées (selon leur contenu en SiO_2) sont aussi les moins riches en ETR. Ce phénomène d'appauvrissement en ETR pendant la différenciation, observé pour les diorites les plus différenciées, peut s'expliquer par un phénomène de cristallisation fractionnée contrôlée par les amphiboles. Les amphiboles incorporent des ETR lourdes et moyennes, ce qui a pour effet de diminuer la quantité d'ETR du magma résiduel (Hanson 1980). De cette façon, la diorite 1 serait le produit de la différenciation de la diorite 2. De la même manière, la cristallisation fractionnée d'apatites et/ou de titanite auraient pour effet de diminuer la quantité d'ETR lourds dans le magma résiduel (Prowatke et Klemme 2006 ; Szopa et al. 2013 ; Sanematsu et al. 2016). Or, les observations de terrain indiquent que la diorite 2 recoupe la diorite 1. La diorite la plus différenciée (diorite 1) est donc recoupée par une diorite moins différenciée (diorite 2). Cela suggérerait deux magmas différents qui se mettent en place successivement. Il est plus probable que les diorites 1 et 2 soient issues d'une même chambre magmatique stratifiée. Dans ce cas, la phase la moins différenciée cristalliserait avant la phase la plus différenciée. Cette

hypothèse est la plus probable, car la diorite 1 est très peu représentée à l'affleurement (6 affleurements, et 25 affleurements de diorite 2). De plus, ces affleurements sont situés dans le corridor de déformation NO-SE.

4.5.3 Tonalites

Les échantillons de tonalite 1 et 2 se distinguent par un ratio $(La/Yb)_N$ plus élevé, de l'ordre de 10 à 34, indiquant un fort taux de fractionnement. Toutefois, l'un des échantillons de tonalite 1 a un ratio plus faible $((La/Yb)_N = 6)$ et un autre échantillon un ratio plus élevé (55). Le rapport $(La/Yb)_N$ varie beaucoup pour les tonalites 1 et 2 (Figure 4.15). De la même façon que pour le groupe des diorites, les diagrammes multiéléments et patrons d'ETR permettent de confirmer la présence d'au moins deux phases tonalitiques différentes dans le CEJ.

4.5.3.1 Tonalite 1

Les trois échantillons de tonalite 1 ont des patrons de multiéléments et d'ETR fractionnés (Figure 4.19 a et b). Les diagrammes multiéléments montrent tous des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti plus ou moins marquées, ainsi qu'une légère anomalie positive en Zr et Hf. Seul l'échantillon 0116AG01 ne montre pas cette anomalie positive en Zr. Les patrons d'ETR présentent tous les trois une anomalie positive en Eu ainsi qu'un enrichissement en Lu. L'échantillon 0027AG01 a le même contenu en ETR lourds que l'échantillon 0116AG01 (autour de 1), mais est plus enrichi en ETR légers que ce dernier : les profils montrent donc un fractionnement différent. Les variations en ETR légers peuvent être expliquées par la présence de veines de pegmatites sur cet affleurement. L'échantillon 0111AG01 a un patron d'ETR légers similaire à celui de l'échantillon 0027AG01, mais est moins riche en ETR que celui-ci (< 1 et environ égal à 1 ; valeurs normalisées au manteau primitif de Hofmann 1988).

4.5.3.2 Tonalite 2

Les cinq échantillons de tonalite 2 ont des patrons de multiéléments et d'ETR similaires et fractionnés (Figure 4.19 c et d). Les échantillons ont tous une anomalie négative en Nb, Ta et Ti, ainsi qu'une légère anomalie positive en Zr et Hf. Les patrons d'ETR montrent une anomalie

négative en Eu peu prononcée, excepté pour l'échantillon 0053BG02. Cet échantillon est également légèrement plus enrichi en ETR lourds que les quatre autres.

4.5.3.3 Synthèse pour le groupe des tonalites

Les diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR confirment qu'au moins deux phases tonalitiques peuvent être identifiées dans le CEJ, sur la base de leur contenu en ETR (Figure 4.19 e et f). Aucune relation de recoupement entre ces deux phases n'a été observée durant les campagnes de terrain des étés 2018 et 2019, ce qui ne permet pas de discuter de leurs relations chronologiques. Les caractéristiques des deux phases sont les suivantes :

(1) Une phase tonalitique (tonalite 1) moins enrichie en éléments traces et ETR lourds. Elle présente un patron de multiéléments fractionné avec des anomalies négatives en Nb et Ti. Le patron d'ETR se caractérise par un appauvrissement en ETR lourds et une anomalie positive en Eu.

(2) Une phase tonalitique (tonalite 2) plus enrichie en éléments traces. Elle présente le même patron de multiéléments mais est plus enrichie que la tonalite 1. Le patron d'ETR est caractérisé par une anomalie négative en Eu, plus ou moins marquée. Les tonalites de l'indice Moly-Desgagné appartiennent à ce groupe.

La représentation des patrons d'ETR selon le contenu en SiO_2 des échantillons pour les deux groupes de tonalites (Figure 4.18 b) fait ressortir que les tonalites 1 sont plus riches en SiO_2 que les tonalites 2 (71,4 à 76 wt% contre 65,4 à 69,5 wt% respectivement). Le contenu en ETR des tonalites diminue avec la différenciation (augmentation du contenu en SiO_2). Cela peut s'expliquer par la cristallisation fractionnée d'amphiboles, qui retiennent les ETR lourdes et moyennes dans les roches les moins différenciées. Cela indiquerait que la tonalite 1 correspond au produit de la différenciation de la tonalite 2. La cristallisation fractionnée d'apatites (Prowatke et Klemme 2006 ; Szopa et al. 2013) et/ou de titanites (Sanematsu et al. 2016) pourrait également entraîner une diminution du contenu en ETR lourds dans les roches les plus différenciées.

Les anomalies négatives en Nb, Ta, Ti et Eu des tonalites 1 et 2 s'expliquent respectivement par la présence de titanates dans la source et par la cristallisation fractionnée de plagioclases. Les

anomalies positives en Zr et Hf traduisent quant à elles l'accumulation de zircons dans ces roches. Comme dans le cas des phases dioritiques, les tonalites 1 et 2 peuvent être issues d'un même magma parental ayant subi des taux de différenciation différents.

4.5.4 « Phase centrale »

Les phases centrales 1 et 2 (trondhémite et diorite respectivement) se distinguent aisément des autres phases du CEJ par leur minéralogie et leur texture. Leurs diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR sont également caractéristiques. De plus, les échantillons de la phase centrale 1 sont légèrement plus fractionnés que ceux de la phase centrale 2, avec des rapports $(La/Yb)_N$ compris entre 12 et 18 et d'environ 5 respectivement (Figure 4.15).

4.5.4.1 Phase centrale 1 (bordure)

Les trois échantillons ont un patron très fractionné (Figure 4.20 a) sur le diagramme multiéléments, avec une anomalie négative en Nb et Ti ainsi qu'une faible anomalie négative en Ta. Leurs patrons d'ETR sont également fractionnés (Figure 4.20 b). Ils montrent une anomalie négative faible (0044AG01) à marquée (0043CG01 et 053AG01) en Eu.

4.5.4.2 Phase centrale 2 (cœur)

Les trois échantillons ont des patrons de multiéléments et d'ETR très peu fractionnés et enrichis en ETR lourds par rapport au manteau primitif de Hofmann (1988 ; Figure 4.20 c et d). Les diagrammes multiéléments font uniquement ressortir de légères anomalies négatives en Ti et Nb et positives en Zr et Hf. Celles-ci sont plus marquées pour l'échantillon 0058BG02. Les patrons d'ETR montrent quant à eux une anomalie négative en Eu pour les échantillons 0041AG02 et 0042AG02, et l'échantillon 0058BG02 présente une légère anomalie positive en Eu.

4.5.4.3 Synthèse pour la phase centrale

Le contenu en éléments traces et ETR des échantillons de la phase centrale permet de faire ressortir deux ensemble lithologiques distincts (Figure 4.20 e et f) :

(1) Un premier groupe (phase centrale 1) avec un patron d'ETR plus fractionné et qui est plus appauvri en ETR lourds que le groupe 2. Il ressemble au groupe des tonalites décrites ci-dessus,

mais est moins riche en ETR légers, et les anomalies en Ti sont faibles par rapport à celles des tonalites. Ces roches correspondent à des trondhjémites ;

(2) Un deuxième groupe (phase centrale 2), qui a un patron d'ETR peu fractionné et plus riche en ETR lourds que le groupe 1. Ces roches sont des diorites. Ses caractéristiques ressemblent à celles des diorites 2, mais la diorite de la phase centrale 2 est moins enrichie en ETR légers.

Le contenu en éléments traces permet de supposer que ces deux groupes de roches sont issus de sources différentes. L'appauvrissement en ETR lourds (phase centrale 1) s'explique par la présence de grenats dans la source (par exemple, source basaltique correspondant à une amphibolite à grenats, donc à haute pression ; > 20 kbar ; Moyen et Martin 2012). L'autre magma à l'origine des roches de la phase centrale 2 est plus enrichi en ETR lourds et pourrait donc avoir une source dépourvue de grenats. De la même manière que précédemment, la cristallisation fractionnée d'apatites (Prowatke et Klemme 2006 ; Szopa et al. 2013) et/ou de titanites (Sanematsu et al. 2016) pourrait également expliquer ces variations en ETR lourds. Par exemple, l'enrichissement en ETR lourds de la phase centrale 2 pourrait être dû à la cristallisation fractionnée d'apatites (4 %, voir section 2.3.3.2). Les apatites seraient plus nombreuses dans la phase centrale 2, moins différenciée que la phase centrale 1. Par conséquent, la phase centrale 2 serait plus enrichie en ETR lourds que la phase centrale 1, qui serait au contraire appauvrie en ETR lourds.

Les patrons d'ETR, représentés en fonction du contenu en SiO_2 des échantillons des phases centrales 1 et 2 (Figure 4.21), montrent que les échantillons situés en bordure (phase centrale 1) sont appauvris en ETR lourds et sont enrichis en SiO_2 , à l'inverse de ceux situés au cœur (phase centrale 2). Comme pour les diorites 1 et 2, cela pourrait être dû à un processus de cristallisation fractionnée contrôlé par les amphiboles, qui incorporent les ETR lourdes et moyennes.

Les anomalies négatives en Nb et Ti pourraient être expliquées par la cristallisation fractionnée de titanates tandis que les anomalies positives en Zr et Hf peuvent s'expliquer par l'accumulation de zircons dans les roches.

4.5.5 Dykes felsiques tardifs, Pluton d'Anville et aplites

Les patrons de multiéléments et d'ETR des dykes felsiques tardifs et du Pluton d'Anville sont fractionnés. Les échantillons de dykes felsiques tardifs ont un taux de fractionnement intermédiaire entre les diorites et les tonalites, avec des valeurs du ratio $(La/Yb)_N$ comprises entre 8 et 12 (Figure 4.22).

Les diagrammes multiéléments montrent une anomalie négative en Nb et Ti ainsi qu'une légère anomalie positive en Hf. Les patrons d'ETR montrent un léger enrichissement en ETR lourds. L'anomalie en Eu est positive pour les échantillons 0121AG01 et 0019AG01 et légèrement négative pour l'échantillon 0055BG02.

Pour l'échantillon d'aplite de l'indice Moly-Desgagné, son patron de multiéléments est irrégulier avec notamment un appauvrissement en Th, Nb et Ta ainsi qu'une forte anomalie positive en Zr et Hf (Figure 4.22 a). Son patron d'ETR est fractionné et appauvri en ETR (Figure 4.22 b), ce qui est habituel des aplites.

4.6 COMPARAISON AVEC LA SUITE DES TTG

4.6.1 Suite des TTG

Les intrusions intermédiaires à felsiques des CRV archéennes appartiennent généralement à la suite des TTG. Par définition, les TTG doivent contenir plus de 64 wt% SiO_2 , moins de 5 wt% de $Fe_2O_{3T} + MgO + MnO + TiO_2$, et le contenu en K_2O doit être compris entre 0,5 et 2 wt% (Moyen et Martin 2012). Comme illustré dans la section 4.5, les tonalites 1 et 2, la phase centrale 1 et les dykes felsiques ont un contenu en SiO_2 élevé (65,4 à 76,0 wt%).

Les TTG sont également des roches riches en Na, ce qui se reflète dans les proportions des différents types de feldspaths. En général, les feldspaths alcalins sont rares et les plagioclases sont sodiques (An_{10-30} : oligoclase ; Moyen et Martin 2012). Les échantillons ayant un contenu en $SiO_2 > 64$ wt% (17 échantillons sur 30) sont représentés dans le diagramme albite-anorthite-orthose en utilisant les proportions de ces minéraux obtenues par le calcul de la norme CIPW (Barker 1979 ; Figure 4.23).

Ce diagramme montre que deux échantillons de tonalite 2 tombent dans le champ des tonalites, les trois autres étant dans le champ des trondhjémites. Les autres échantillons (tonalite 2, diorite 1, phase centrale 1, dykes felsiques tardifs, aplite et Pluton d'Anville) sont dans le champ des trondhjémites, à l'exception d'un échantillon de tonalite 1 qui est dans le champ du granite. Il est à noter que la tonalite 1 est plus proche du pôle orthose que la tonalite 2, qui contient principalement des plagioclases. Les échantillons provenant du CEJ couvrent donc les membres tonalite et trondhjémite de la suite des TTG. Bien que le membre granodioritique n'ait pas été reporté sur ce diagramme, le diagramme TAS indique que les diorites 1 sont de la granodiorite (section 4.4.1).

L'ensemble des échantillons étudiés pourraient appartenir à la suite des TTG d'après le diagramme de Barker (1979). Les critères révisés par Moyen et Martin (2012), qui résument la chimie des TTG, sont appliqués aux 17 échantillons afin de tester cette hypothèse (Tableau 4.3 et Tableau 4.4).

Les 17 échantillons ont un contenu en $\text{SiO}_2 > 64 \text{ wt}\%$, mais 3 des échantillons de tonalite 2 ont un contenu en ferromagnésiens trop élevé pour appartenir à la série des TTG. Les critères 3 et 5 (Tableau 4.3), qui concernent le K, pourraient être peu fiables dans la zone étudiée. En effet, bien que les roches étudiées ne soient pas ou très peu altérées (voir section 4.2), leur contenu en K peut avoir changé du fait de la mobilité de cet élément. Les autres critères, qui sont respectés, indiqueraient que les roches correspondent globalement à des TTG.

Le Tableau 4.4 A détaille les valeurs des 11 critères pour chacun des 17 échantillons ayant un contenu en $\text{SiO}_2 > 64 \text{ wt}\%$. En les appliquant strictement et en omettant les critères 3 et 5, il en ressort que seulement 4 échantillons (2 de tonalite 1 et 2 de tonalite 2) appartiendraient à la suite des TTG selon la définition de Moyen et Martin (2012). Les autres échantillons contiennent soit trop peu de Al_2O_3 , soit ont un ratio $(\text{La/Yb})_N$ trop faible, soit une teneur en La inférieure à 10 ppm.

Toutefois, la majorité des critères concernant les éléments majeurs est validée pour les échantillons. Seul le critère 5 est problématique, mais il implique le K. Concernant les critères impliquant les ETR, les critères 8 $(\text{La/Yb})_N > 15$ et 10 ne sont pas remplis pour la majorité des échantillons. Le critère 10 concerne le Sr et l'Eu. L'absence (et la présence) d'anomalies négatives

en Sr et Eu est un problème d'accumulation de minéraux ou de cristallisation fractionnée, ce qui ne signifie pas que les roches concernées ne sont pas des TTG. Comme mentionné précédemment, l'utilisation du critère impliquant l'Eu peut ne pas être fiable en raison des variations de cet ETR dans un même échantillon dupliqué (section 1.5.2.3, Figure 1.13).

Bien que le contenu en SiO_2 des TTG soit généralement > 64 wt %, il est commun qu'il soit compris entre 45 et 80 % selon leur degré de différenciation (Moyen et Martin 2012). Le Tableau 4.4 B présente les critères pour les échantillons de diorite 2 et de la phase centrale 2, qui ont un contenu en $\text{SiO}_2 < 64$ wt % (de 48,3 à 62,3 wt %). Ils sont donc moins différenciés mais pourraient appartenir à la série des TTG. Leur plus faible taux de différenciation se manifeste par un contenu en ferromagnésiens plus élevé (critère 2) et un ratio $(\text{La/Yb})_N$ faible (critère 8). Comme précédemment, en omettant les critères 3 et 5, la majorité des échantillons de diorite 2 et de la phase centrale 2 pourraient appartenir à la série des TTG. En effet, la différenciation des TTG a été peu étudiée, et les critères de Moyen et Martin (2012) pourraient être trop restrictifs et ne pas couvrir l'ensemble des variations chimiques des TTG. Plus précisément, les 6 phases intrusives principales du CEJ pourraient appartenir à la série Tonalite-Trondhjemite-Diorite (TTD), qui est moins différenciée que la série des TTG (Martin et al. 2005).

4.6.2 Suite des TTD

Les compositions minéralogiques normatives des échantillons des 6 phases intrusives et des dykes felsiques tardifs, obtenues avec la norme CIPW (voir section 4.3), ont été représentées dans le diagramme ternaire quartz-plagioclase-orthose (Figure 4.24 a ; Shervais 2008). L'ensemble des échantillons de tonalite, de dykes felsiques tardifs et de la phase centrale 1 sont dans le champ des tonalites et des trondhjemites. Les échantillons de diorite 1 sont également dans ce champ, mais cela peut être dû à l'altération, car ces deux échantillons proviennent de l'indice Moly-Desgagné. Enfin, les échantillons de la phase centrale 2 sont situés dans le champ de la diorite, tandis que les échantillons de diorite 2 sont répartis entre les champs de la diorite à quartz et de la tonalite-trondhjemite. Ici encore, la proportion de quartz normatif peut avoir été surestimée du fait de l'altération de certains échantillons (augmentation relative de la quantité de SiO_2). Le diagramme

ternaire anorthite-albite-orthose (Figure 4.24 b) indique que les échantillons de diorite 2 et de la phase centrale 2 sont dans le champ des diorites. L'ensemble des autres échantillons est dans le champ des trondhémities.

4.6.3 Synthèse

Les contenus en éléments majeurs et en ETR des 6 phases intrusives majeures montrent des similitudes avec les TTG archéennes (critères de Moyen et Martin 2012). Les phases tonalitiques (tonalite 1 et 2) correspondent au membre « tonalite » de la suite des TTG, et diorite 1 correspond au membre « granodiorite ». Quant à la phase centrale 1, elle pourrait correspondre au membre « trondhémite ». En revanche, les phases dioritiques (diorite 2 et phase centrale 2) ne sont pas suffisamment différenciées ($\text{SiO}_2 < 64 \text{ wt } \%$). Elles remplissent également la majorité des critères de Moyen et Martin (2012) et correspondent donc plutôt au membre « diorite » de la suite des TTD, qui est un équivalent moins différencié de la suite des TTG (Martin et al. 2005).

4.7 DONNÉES DE LITHOGÉOCHIMIE DU SIGEOM

Cent quatre-vingt-huit analyses de roches du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent ont été extraites de la base de données du SIGEOM (2018). Ceci a été réalisé afin d'appuyer la classification des phases établie à partir des résultats des analyses lithogéochimiques de cette étude. Cette section a pour objectif de vérifier si la classification proposée avec les données de ces travaux peut être appliquée aux données extraites du SIGEOM (2018). En outre, cela permet de préciser la répartition spatiale des phases à l'aide de nouveaux points d'analyse.

Les analyses extraites du SIGEOM (2018) ont fait l'objet d'un processus de validation et de mise en forme similaire à celui utilisé pour les analyses lithogéochimiques de cette étude (voir section 1.5.2.3). Les analyses pour lesquelles aucune valeur de SiO_2 n'est renseignée ont été supprimées. Sur les 62 analyses restantes, seules 35 ont été analysées pour les ETR. Ce sont donc ces 35 analyses qui ont été comparées aux ensembles lithologiques définis dans le cadre de cette étude.

Les Figure 4.25 à Figure 4.27 présentent les diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR de ces 35 analyses. Leur enrichissement en ETR et leur taux de fractionnement est comparé à ceux

des enveloppes définies pour chaque phase du CEJ telles que définies plus haut (sections 4.4 et 4.5.4.5). Il est à noter que les enveloppes sont une estimation du contenu en éléments traces et en ETR des phases du CEJ définie avec un nombre d'analyses restreint. Un plus grand nombre d'analyses lithogéochimiques permettrait de préciser ces enveloppes.

Cinq analyses du SIGEOM correspondent à des enclaves de roches mafiques (Figure 4.25 a et b). Leur patron d'ETR est peu fractionné. On distingue deux populations : 2 échantillons ont un spectre situé dans la section haute de l'enveloppe (~ 10 à 12), et les 3 autres échantillons sont moins enrichis en ETR et se situent dans la section basse de l'enveloppe (autour de 4 à 6). Trois analyses du SIGEOM correspondent à la diorite 1 (Figure 4.25 c et d) et 11 à la diorite 2 (Figure 4.25 e et f). Dans les deux cas, les diagrammes multiéléments et patrons d'ETR concordent parfaitement avec les enveloppes définies pour ces deux phases à l'aide des données de cette étude. Une analyse du SIGEOM correspond à la tonalite 1 (Figure 4.26 a et b). Son diagramme multiélément correspond à l'enveloppe de la tonalite 1. En revanche, son patron d'ETR est légèrement moins enrichi que celui de la tonalite 1. Six analyses du SIGEOM correspondent à la tonalite 2 (Figure 4.26 c et d). Leurs diagrammes multiéléments présentent une anomalie négative en Ti similaire à celle de la tonalite 2. Toutefois, 5 analyses présentent également une anomalie positive en Ta plus prononcée que celle de la tonalite 2. Les patrons d'ETR sont également similaires à l'enveloppe. Enfin, 3 échantillons du SIGEOM correspondent à la phase centrale 1 (Figure 4.27 a et b) et 1 correspond à la phase centrale 2 (Figure 4.27 c et d). Ici encore, les diagrammes multiéléments et patrons d'ETR sont similaires à ceux définis pour ces phases. Cinq analyses provenant du SIGEOM ne montrent pas de similitudes avec les phases du CEJ. Toutefois, 4 de ces analyses pourraient correspondre à des enclaves de roches mafiques car leurs patrons d'ETR sont peu fractionnés (Figure 4.27 e et f).

Le fait que la majorité des analyses du SIGEOM (2018) aient un équivalent parmi les groupes de roches définis dans le cadre de cette étude montre que l'échantillonnage effectué est représentatif de la variabilité chimique du CEJ. Les analyses du SIGEOM (2018) sont positionnées en carte afin d'illustrer la répartition des phases (Figure 4.28). La carte indique que les phases dioritiques (diorites 1 et 2) sont localisées dans la partie est du CEJ, tandis que la tonalite 1 est

uniquement retrouvée dans l'ouest du CEJ. Les 3 échantillons de la phase centrale 1 sont situés en bordure de la phase CEJ3 tandis que l'échantillon de la phase centrale 2 est situé vers le centre de la phase CEJ3. Cette répartition correspond à la distribution des phases établie selon les observations de terrain, pétrographiques et les analyses lithogéochimiques de cette étude. Les 5 analyses pour lesquelles aucune correspondance avec une phase du CEJ n'a été définie sont localisées dans le Massif de Lapparent, entre le Pluton d'Anville et la Tonalite de l'Est.

4.8 SYNTHÈSE

Les calculs de l'indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987) et des indices chlorite et séricite (Saeki et Date, 1980) ont montré que les 30 échantillons ne présentent pas d'altération hydrothermale significative, à l'exception des échantillons provenant des décapages de l'indice Moly-Desgagné, et de 4 échantillons qui sont faiblement altérés. Ces échantillons sont tous situés dans le couloir de déformation orienté NO-SE (voir CHAPITRE 3), qui constitue probablement une zone favorable à la circulation de fluides. Les échantillons provenant des phases centrales 1 et 2 ne sont pas altérés (indices proches ou égaux à 0). Cela permet de formuler les hypothèses suivantes : 1) la circulation de fluides à l'origine des altérations est antérieure à la mise en place des phases centrales ; et/ou 2) la circulation de fluides est restreinte à la zone de déformation orientée NO-SE et ne s'étend donc pas aux phases centrales. La chronologie relative entre ces deux événements reste ainsi indéterminée. Les contenus en éléments majeurs, en éléments traces et en ETR montrent que les 6 phases magmatiques du CEJ sont d'affinité calco-alcaline. Ces phases appartiendraient à la série des TTD.

Les roches du groupe des diorites 1 (nom de terrain) correspondent à des granodiorites, tandis que les roches du groupe des diorites 2 sont des diorites à quartz. Ces deux groupes de roches pourraient être issus d'un même magma, qui a subi des taux de différenciation différents (la diorite 1 est le produit de la différenciation de la diorite 2). Les roches du groupe des tonalites 1 et des tonalites 2 correspondent à des tonalites. La tonalite 1 est plus différenciée que la tonalite 2, ce qui suggère ici encore un même magma parental et des taux de différenciation différents.

Enfin, les roches de la phase centrale 1 (bordure) correspondent à des trondhjémites, tandis que celles de la phase centrale 2 (cœur) correspondent à des diorites. Les diagrammes multiéléments et les patrons d'ETR suggèrent que ces deux phases sont issues d'une source différente : une source mafique (amphibolite à grenats) pour la phase centrale 1, et une source dépourvue de grenats pour la phase centrale 2. La présence d'apatite dans la phase centrale 2 (4 % ; section 2.3.3.2) pourrait également expliquer son contenu en ETR lourds plus élevé.

Les caractéristiques de chaque phase ainsi que le nom qui leur est attribué sont présentées dans les Tableau 4.5 et Tableau 4.6. Les caractéristiques géochimiques ont permis de nommer chaque phase magmatique définie sur le terrain. Toutefois, dans un souci de cohérence, les noms de groupes définis sur le terrain seront conservés dans la suite du mémoire.

FIGURES DU CHAPITRE 4

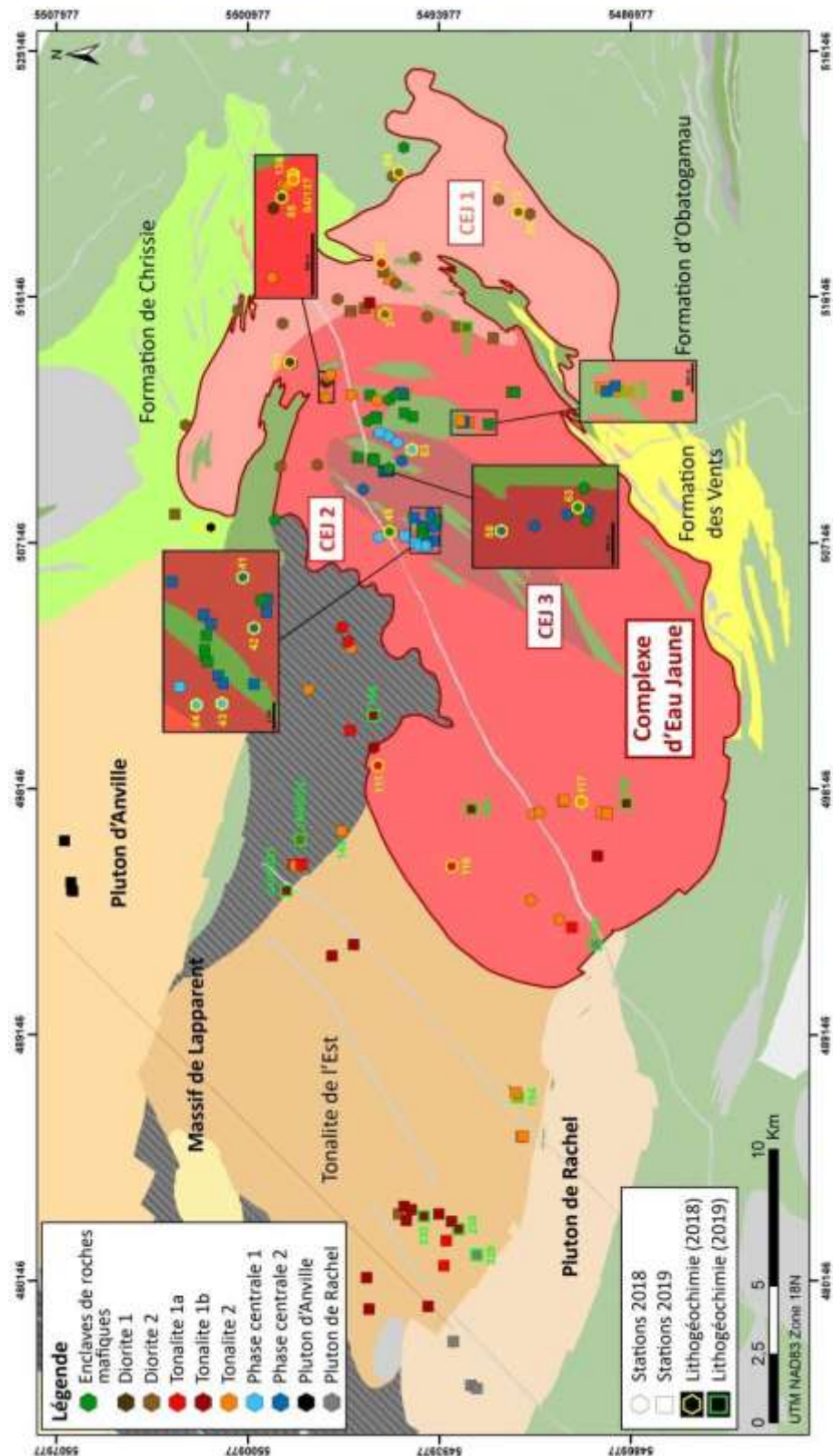


Figure 4.1 – Carte de localisation des stations échantillonnées. Seuls les résultats des analyses de 2018 sont présentés dans ce mémoire, les résultats des analyses de 2019 n'ayant pas été reçues au moment de la rédaction.

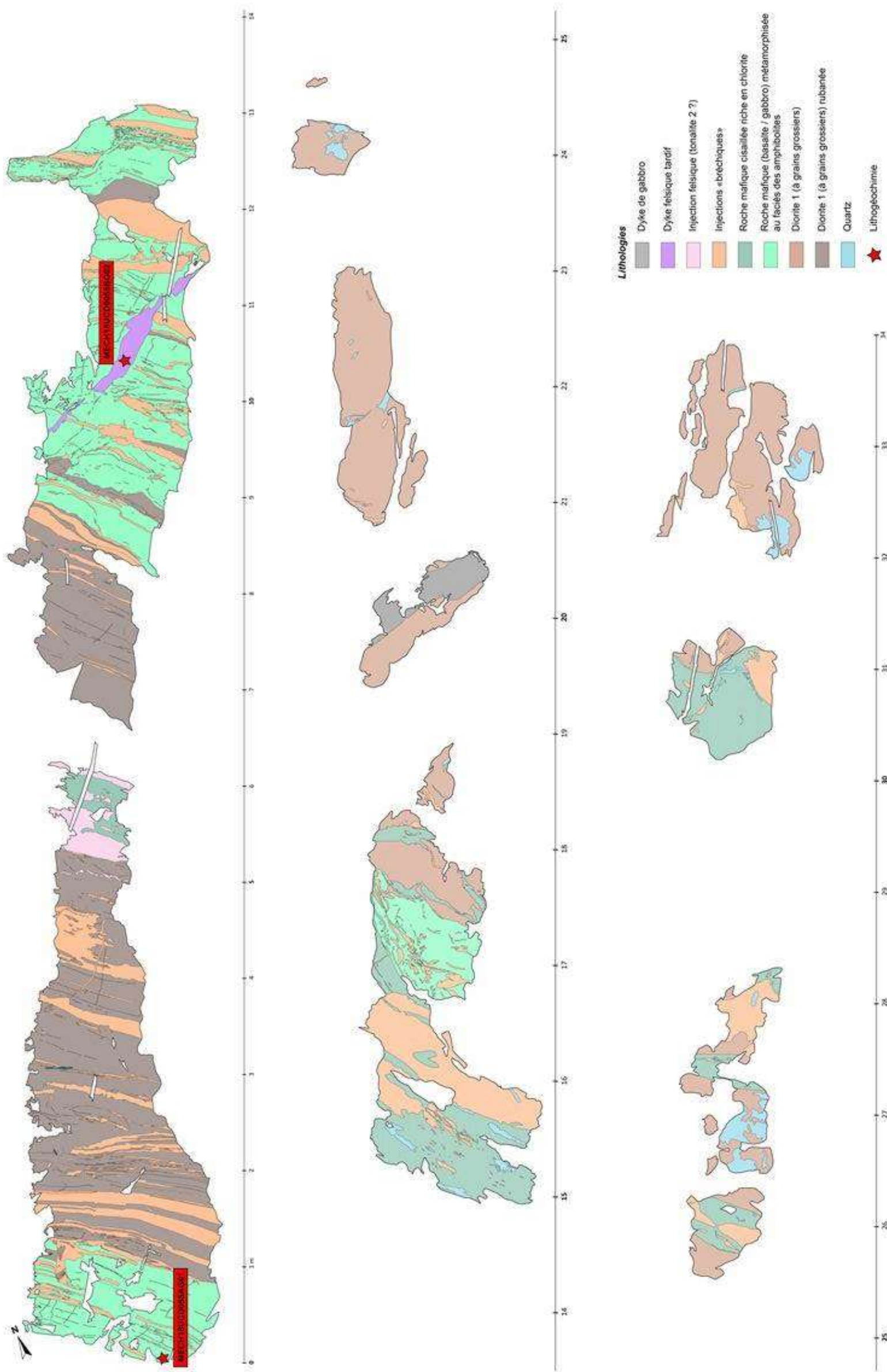


Figure 4.2 – Carte de localisation des échantillons de lithogéochimie prélevés sur le décapage 2 de l'indice Moly-Desagné

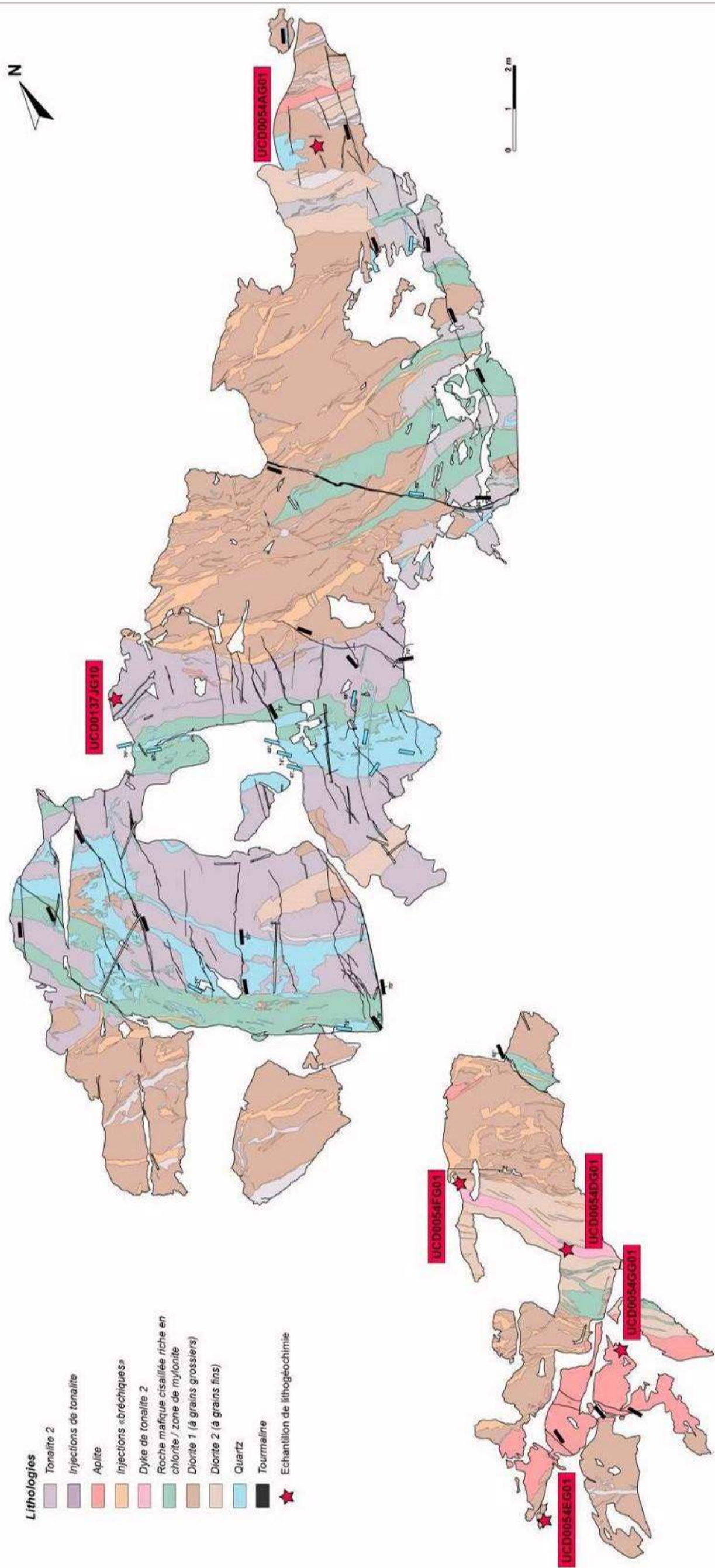


Figure 4.3 – Carte de localisation des échantillons de lithogéochimie prélevés sur le décapage 4 de l'indice Moly-Desagné

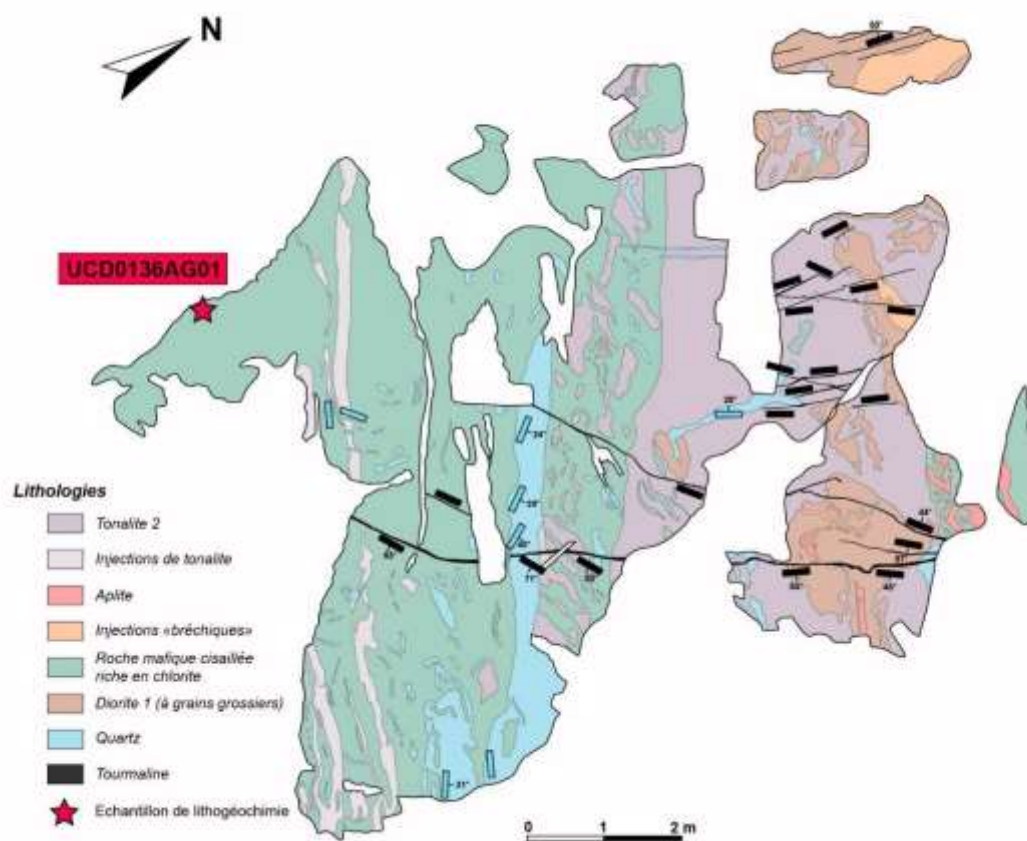


Figure 4.4 – Carte de localisation des échantillons de lithogéochimie prélevés sur le décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné

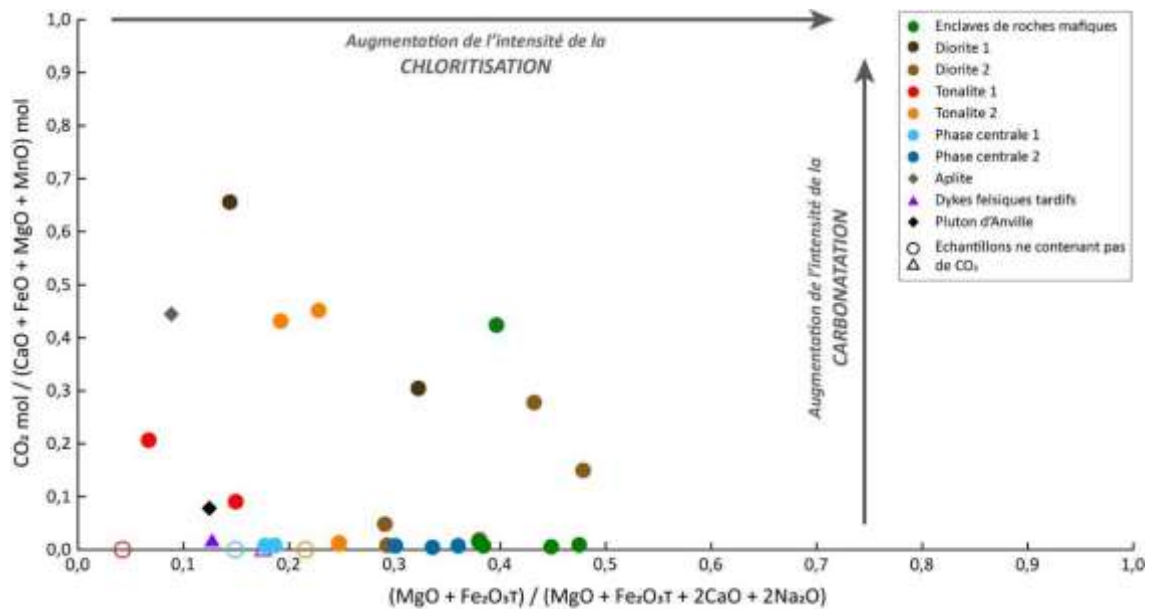


Figure 4.5 – Indice de saturation en carbonates (Kishida et Kerrich 1987) en fonction de l'indice chlorite (Saeki et Date 1980) pour les 30 échantillons du CEJ

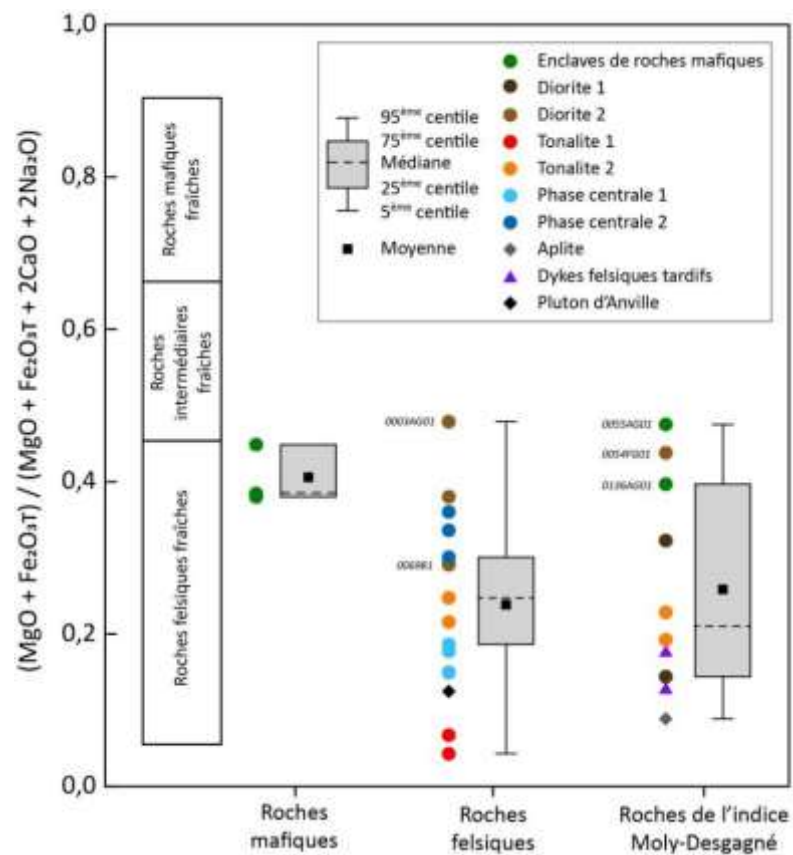


Figure 4.6 – Représentation de l'indice chlorite (Saeki et Date 1980) pour les 30 échantillons du CEJ

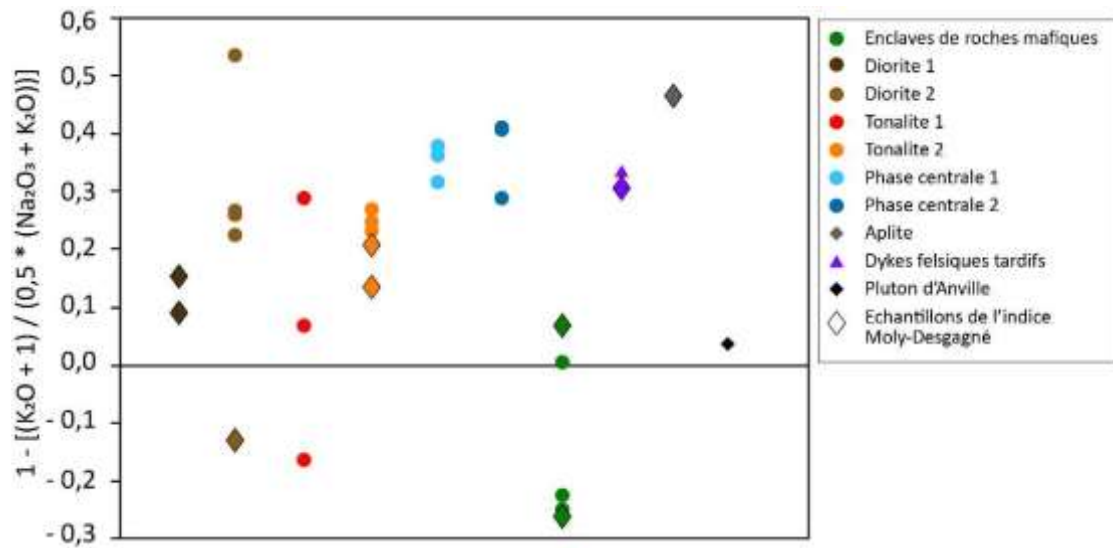


Figure 4.7 – Indice Séricite calculé pour les 30 échantillons de l'étude (Trépanier 2011, modifié de Saeki et Date 1980)

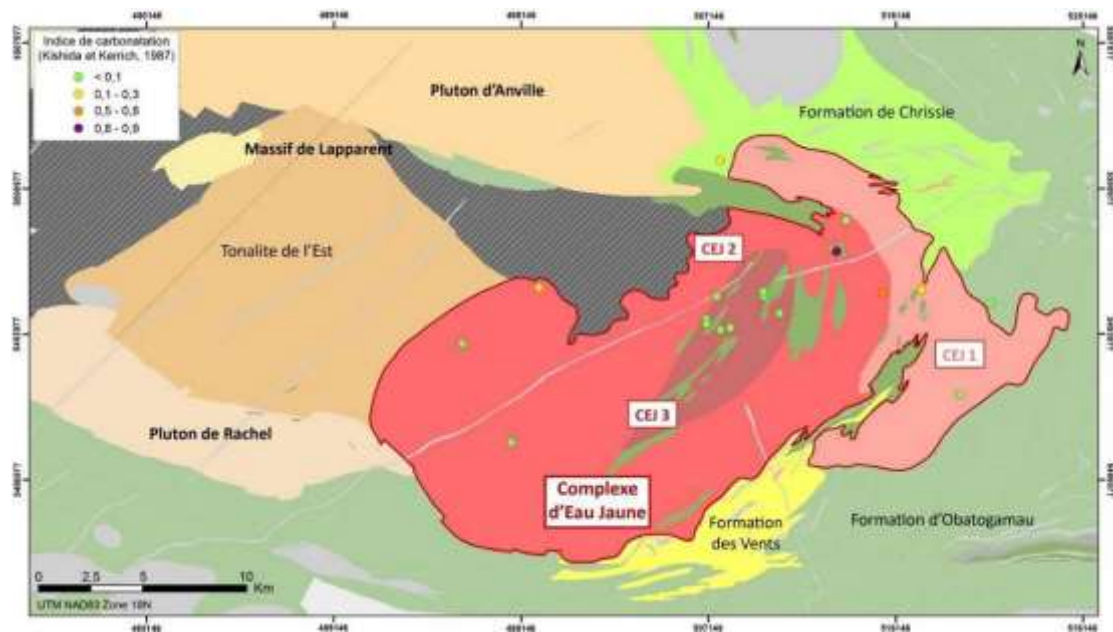


Figure 4.8 – Carte de l'altération en carbonates, d'après les valeurs de l'indice de carbonatation calculé selon Kishida et Kerrich (1987)

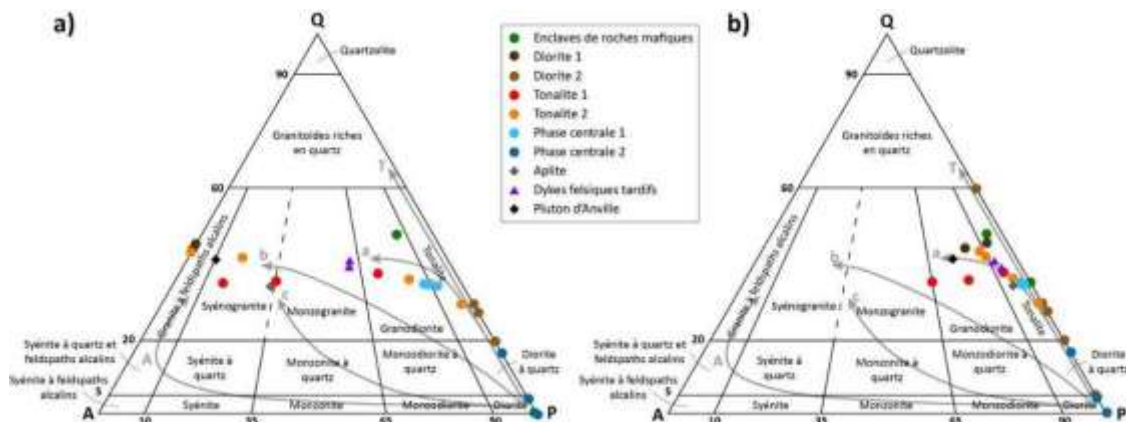


Figure 4.9 – Diagrammes de Streckeisen (1976) réalisés avec les minéraux calculés par la norme CIPW pour les 30 échantillons du CEJ. a) L'albite est répartie entre les pôles A et P selon la méthode de Le Maitre (1976) ; b) l'albite entre uniquement dans les plagioclases (pôle P). Les séries de différenciation de Lameyre et Bowden (1982) sont représentées par des flèches grises : TH = suite tholéiitique ; A = suite alcaline ; la suite calco-alcaline est subdivisée en : a = pauvre en K ; b = intermédiaire ; c = riche en K.

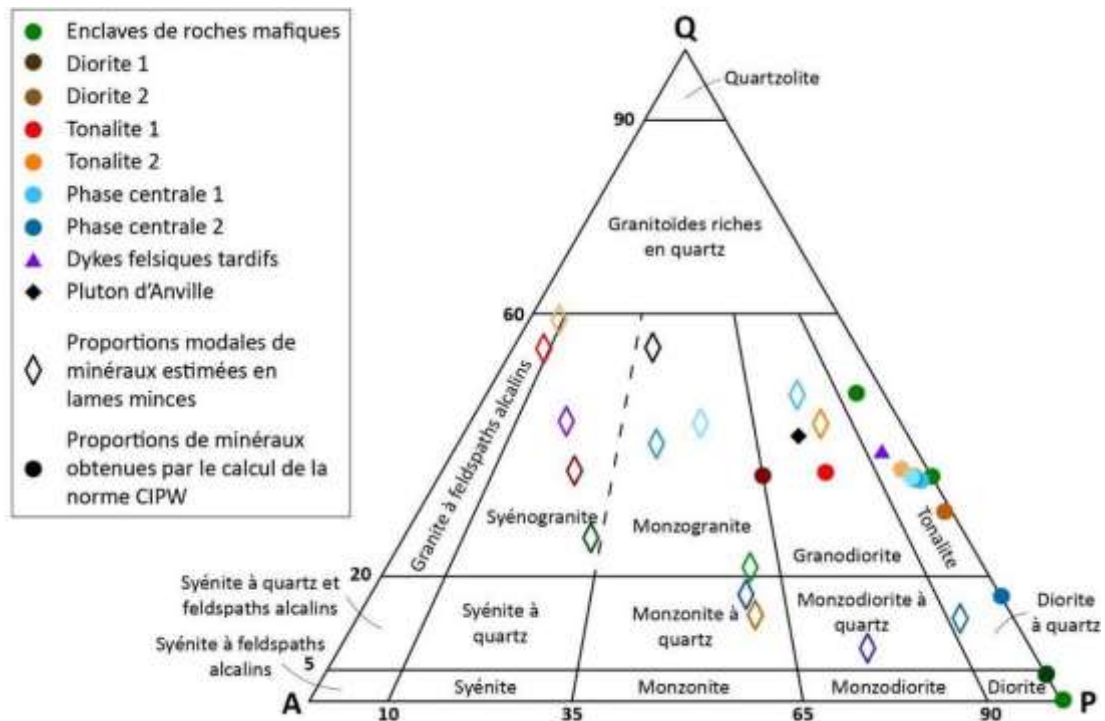


Figure 4.10 – Diagramme de Streckeisen (1976) réalisé avec les proportions modales de minéraux estimées en lames minces, et avec les minéraux calculés par la norme CIPW pour les 16 échantillons du CEJ correspondant. L'albite entre uniquement dans les plagioclases

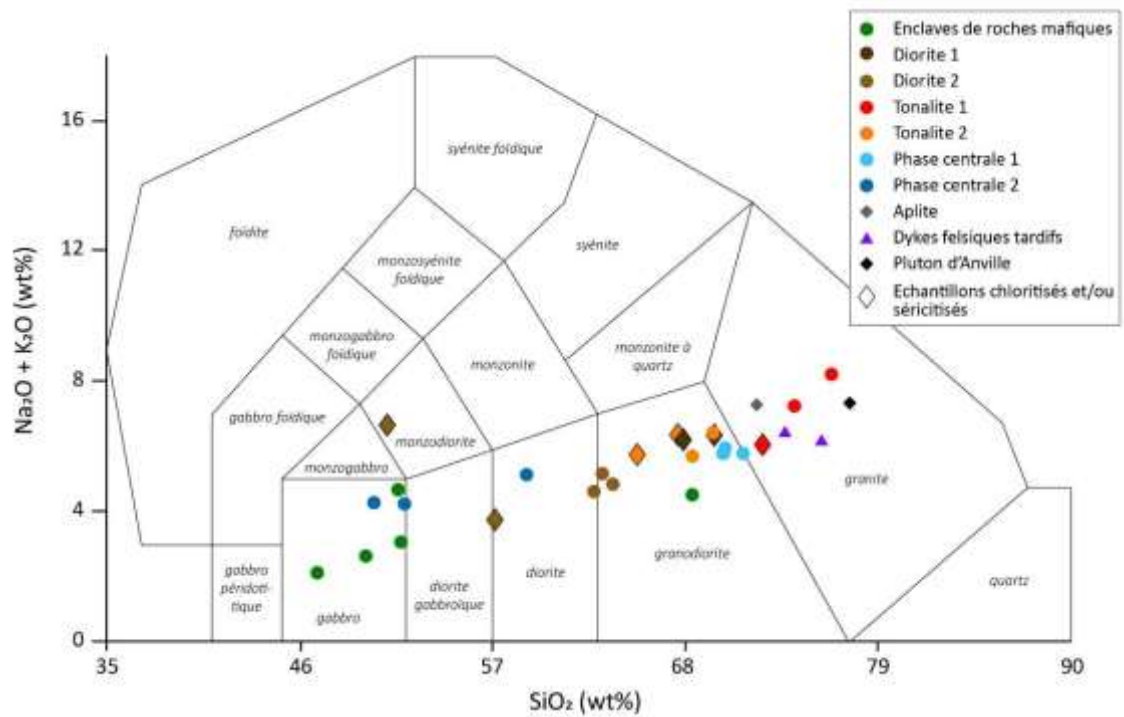


Figure 4.11 – Diagramme TAS (Middlemost 1985) pour les 30 échantillons du CEJ regroupés par ensemble lithologique

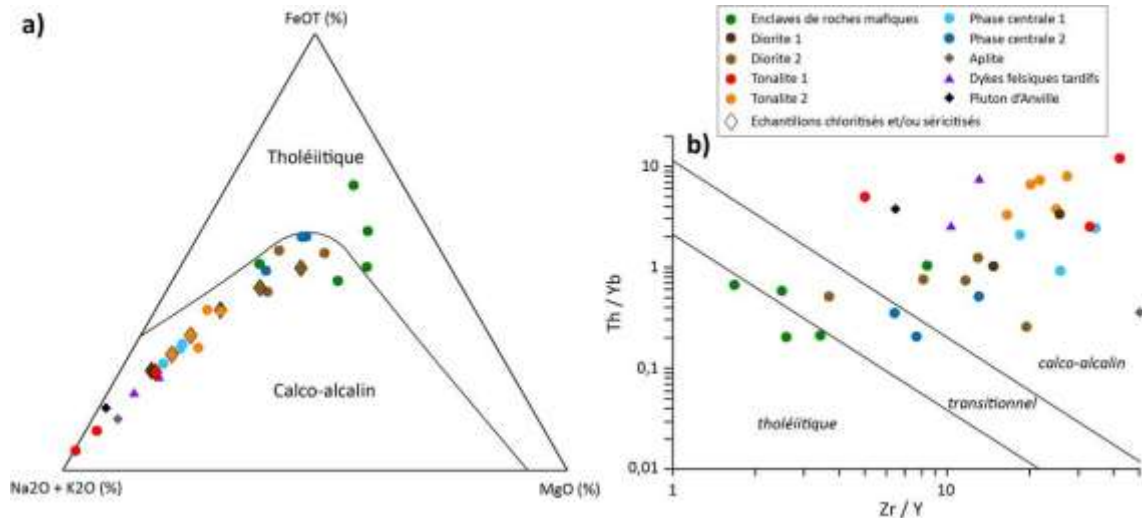


Figure 4.12 – Discrimination de l'affinité des 30 échantillons du CEJ : a) diagramme AFM (Irvine et Baragar 1971) ; b) diagramme de Ross et Bédard (2009)

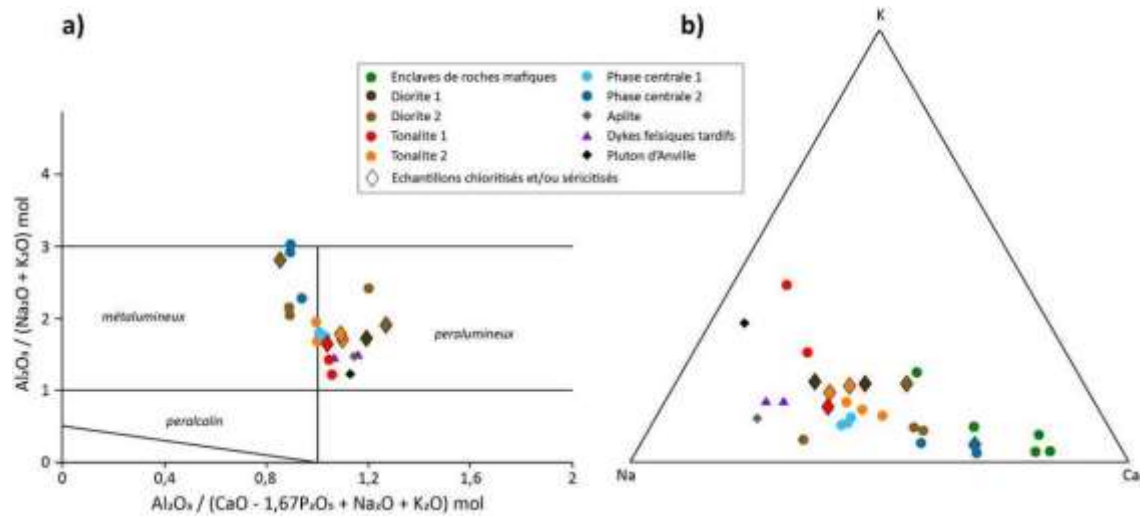


Figure 4.13 – a) Diagramme de Frost et al. (2001) pour estimer la saturation en aluminium ; b) Diagramme Na-Ca-K

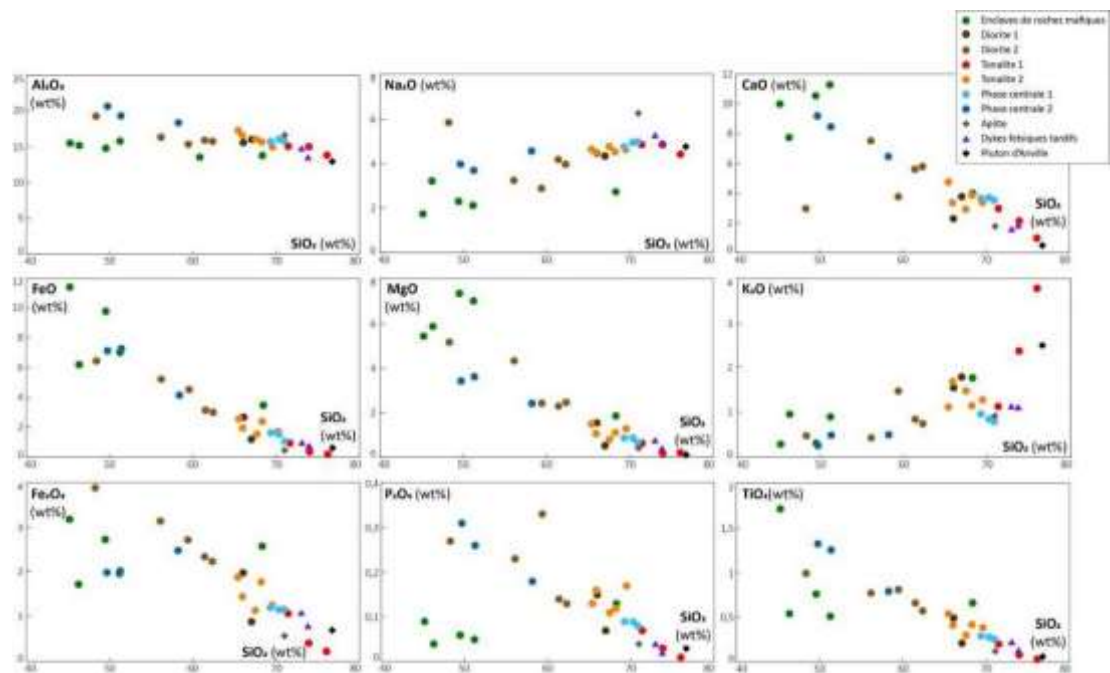


Figure 4.14 – Diagrammes de Harker (éléments majeurs ou mineurs en fonction de SiO_2) pour les 30 échantillons analysés

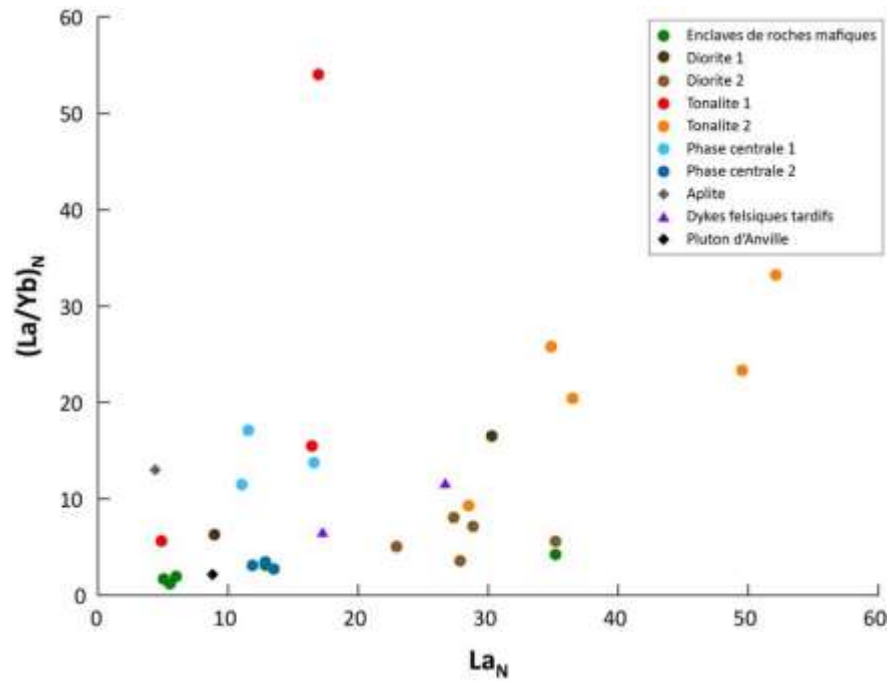


Figure 4.15 – Taux de fractionnement $(La/Yb)_N$ en fonction du La_N pour les 30 échantillons du CEJ. Valeurs de normalisation de Hofmann (1988)

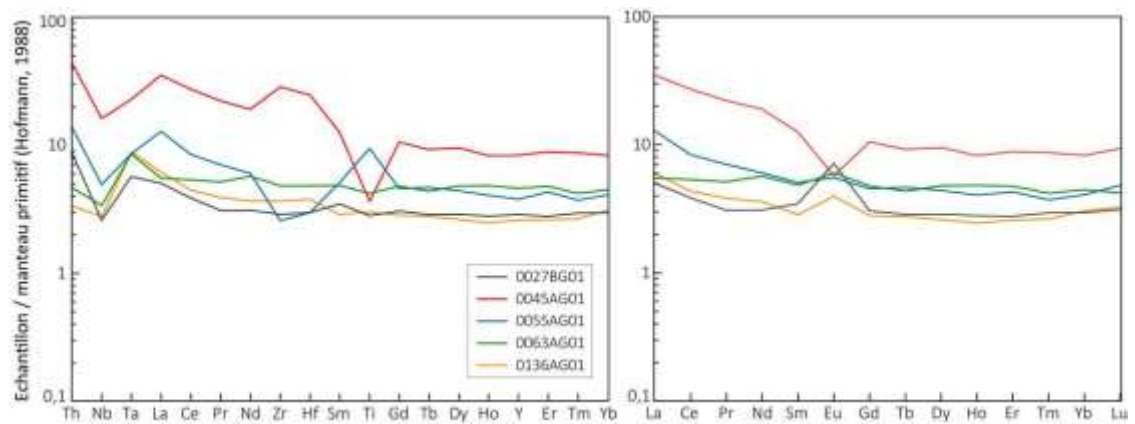


Figure 4.16 – Diagramme multiéléments (a) et patron d'ETR (b) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) pour les 5 échantillons d'enclaves de roches mafiques. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

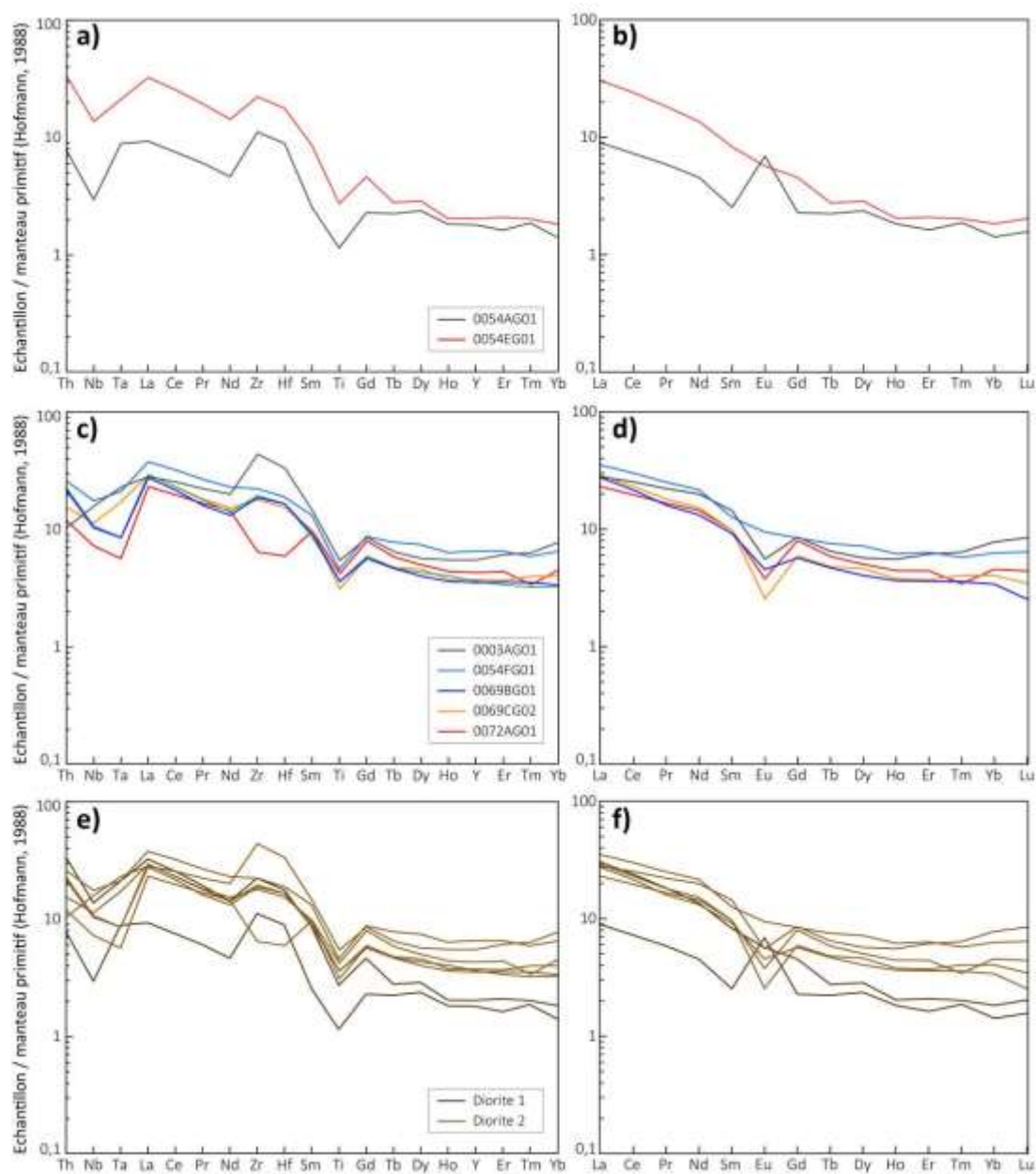


Figure 4.17 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d'ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) pour les 2 échantillons de diorite 1 (a, b) et les 5 échantillons de diorite 2 (c, d), et pour les sept échantillons (e, f). Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

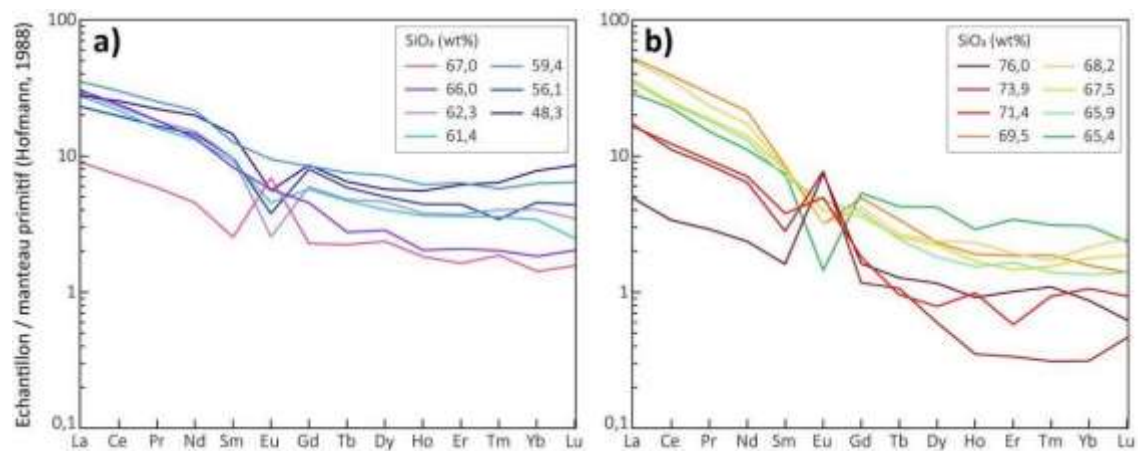


Figure 4.18 – Patterns d'ETR normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les échantillons de diorite 1 et 2 (a) et de tonalite 1 et 2 (b). Les couleurs correspondent au contenu de SiO_2 (wt%) des échantillons. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

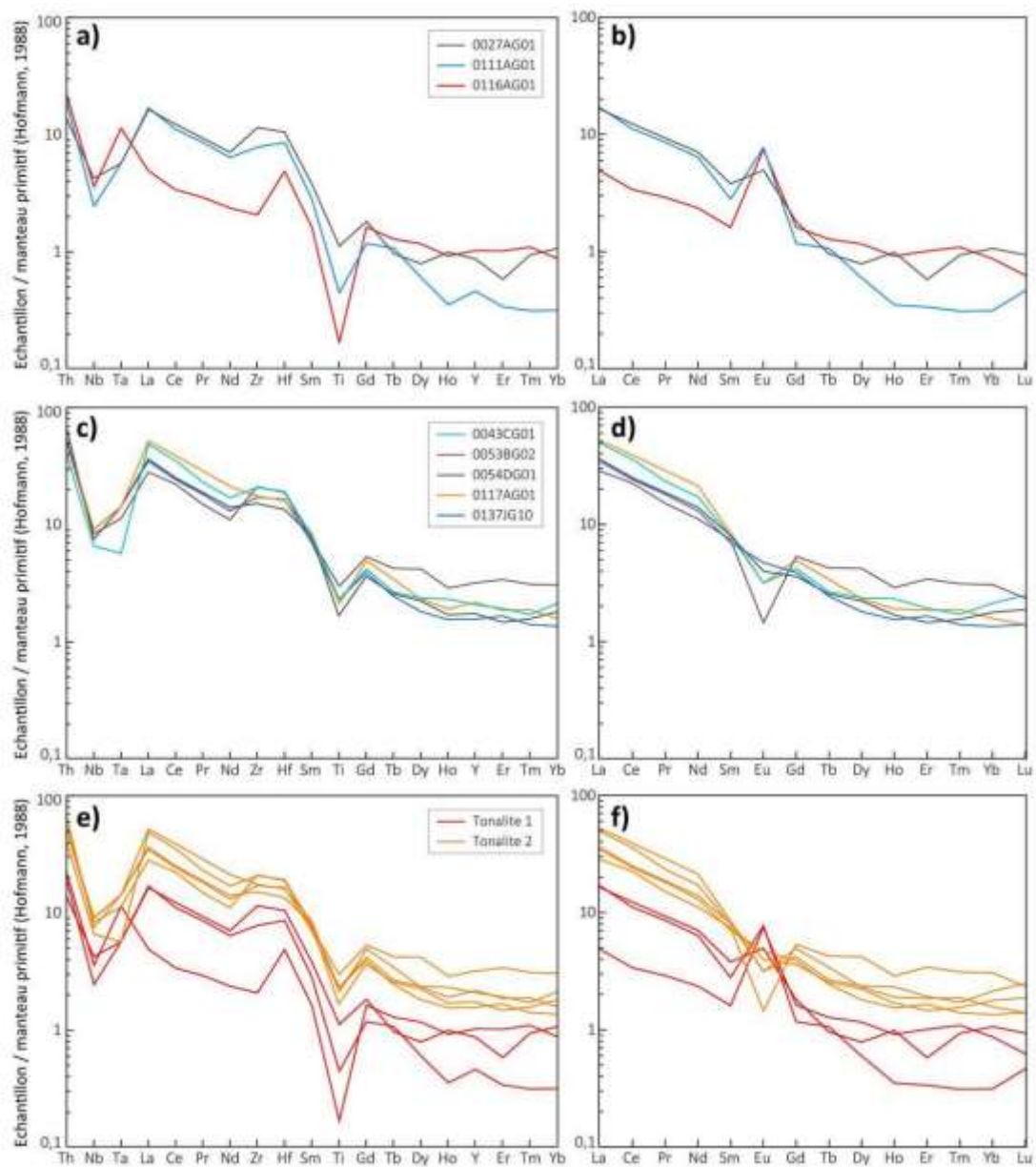


Figure 4.19 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d’ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les 3 échantillons de tonalite 1 (a, b), les 5 échantillons de tonalite 2 (c, d) et pour les huit échantillons (e, f). Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

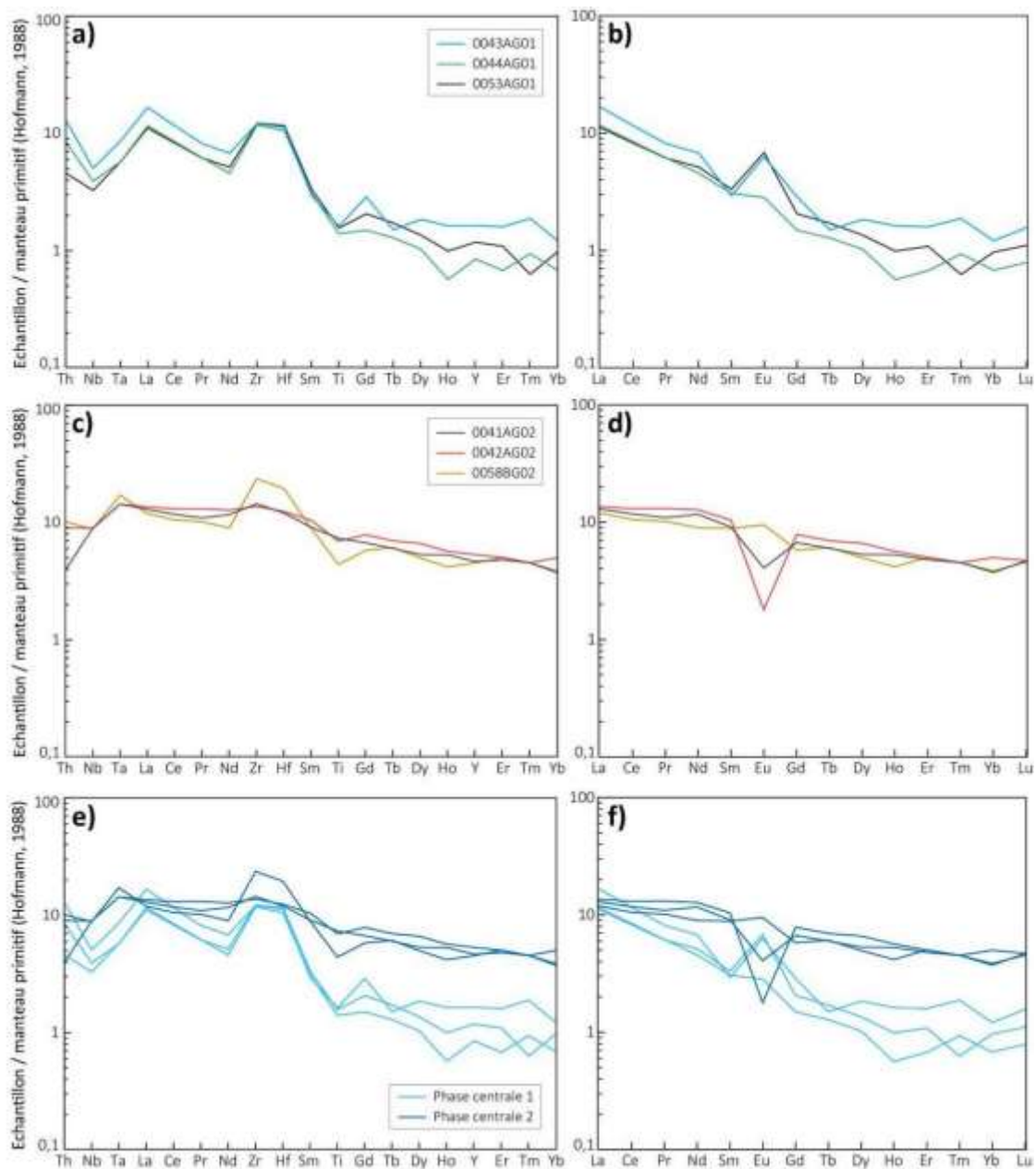


Figure 4.20 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d'ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les 3 échantillons de la phase centrale 1 (a, b), les 3 échantillons de la phase centrale 2 (c, d) et pour les six échantillons (e, f). Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

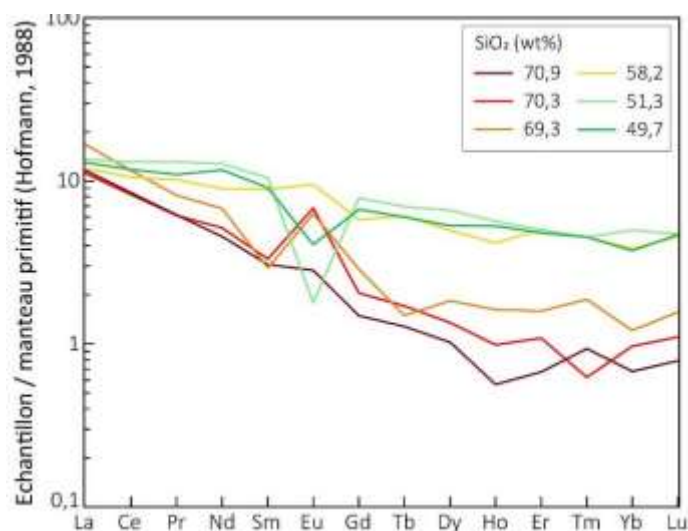


Figure 4.21 – Patrons d'ETR normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les échantillons des phases centrales 1 et 2. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

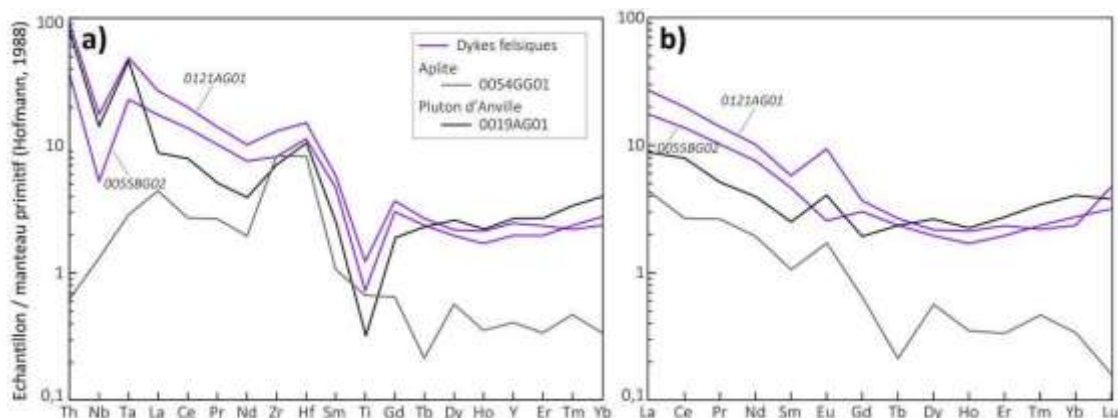


Figure 4.22 – Diagramme multiélément (a) et patron d'ETR (b) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour les 2 échantillons de dykes tardifs, l'échantillon du Pluton d'Anville et l'échantillon d'aplite. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

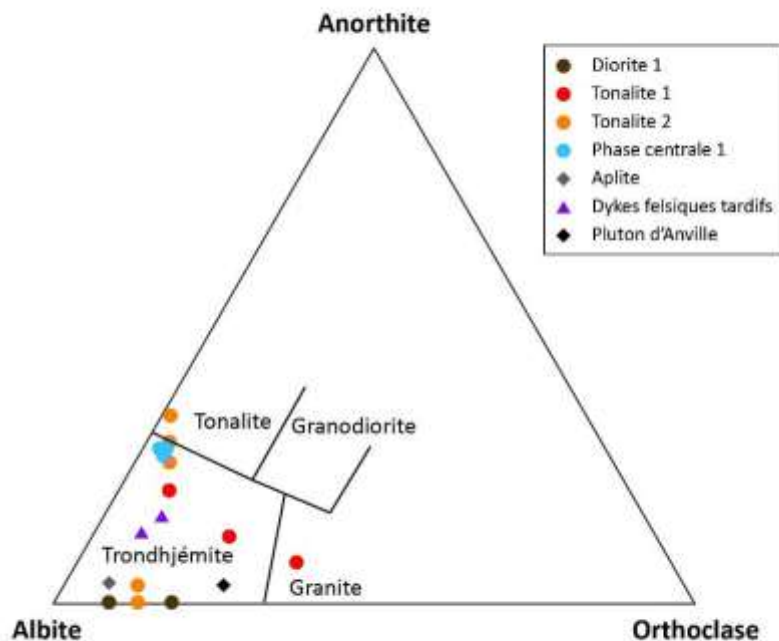


Figure 4.23 – Diagramme ternaire albite-anorthite-orthose normatifs (CIPW) pour les 18 échantillons du CEJ ayant un contenu en $\text{SiO}_2 > 64 \text{ wt\%}$ (Barker 1979)

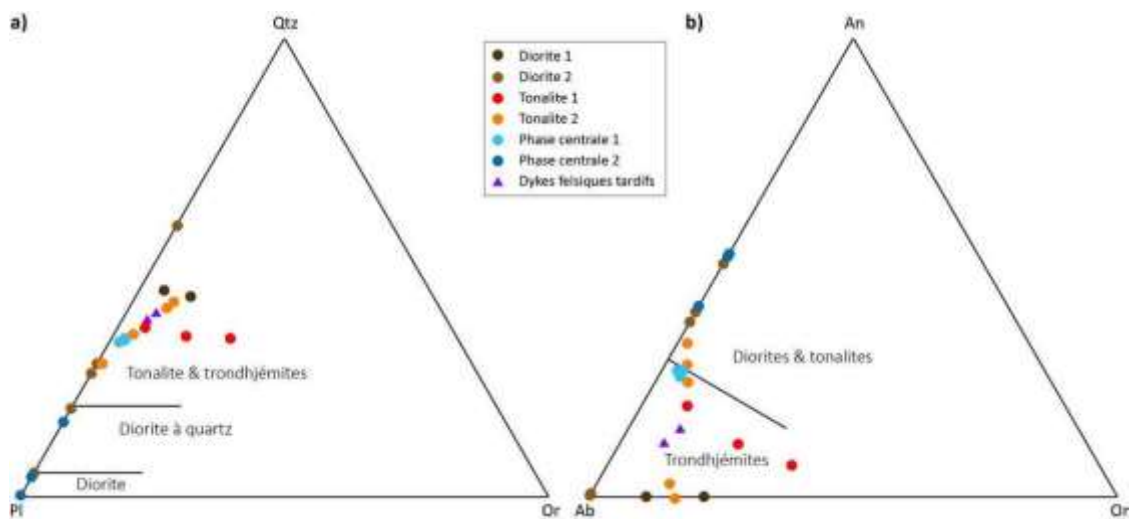


Figure 4.24 – a) Diagramme ternaire quartz-plagioclase-orthose normatifs montrant les divisions entre diorite, diorite à quartz et tonalite-trondhjémite (Shervais 2008) ; b) diagramme ternaire anorthite-orthose-albite normatives montrant les divisions diorite-tonalite et trondhjémite (Barker 1979)

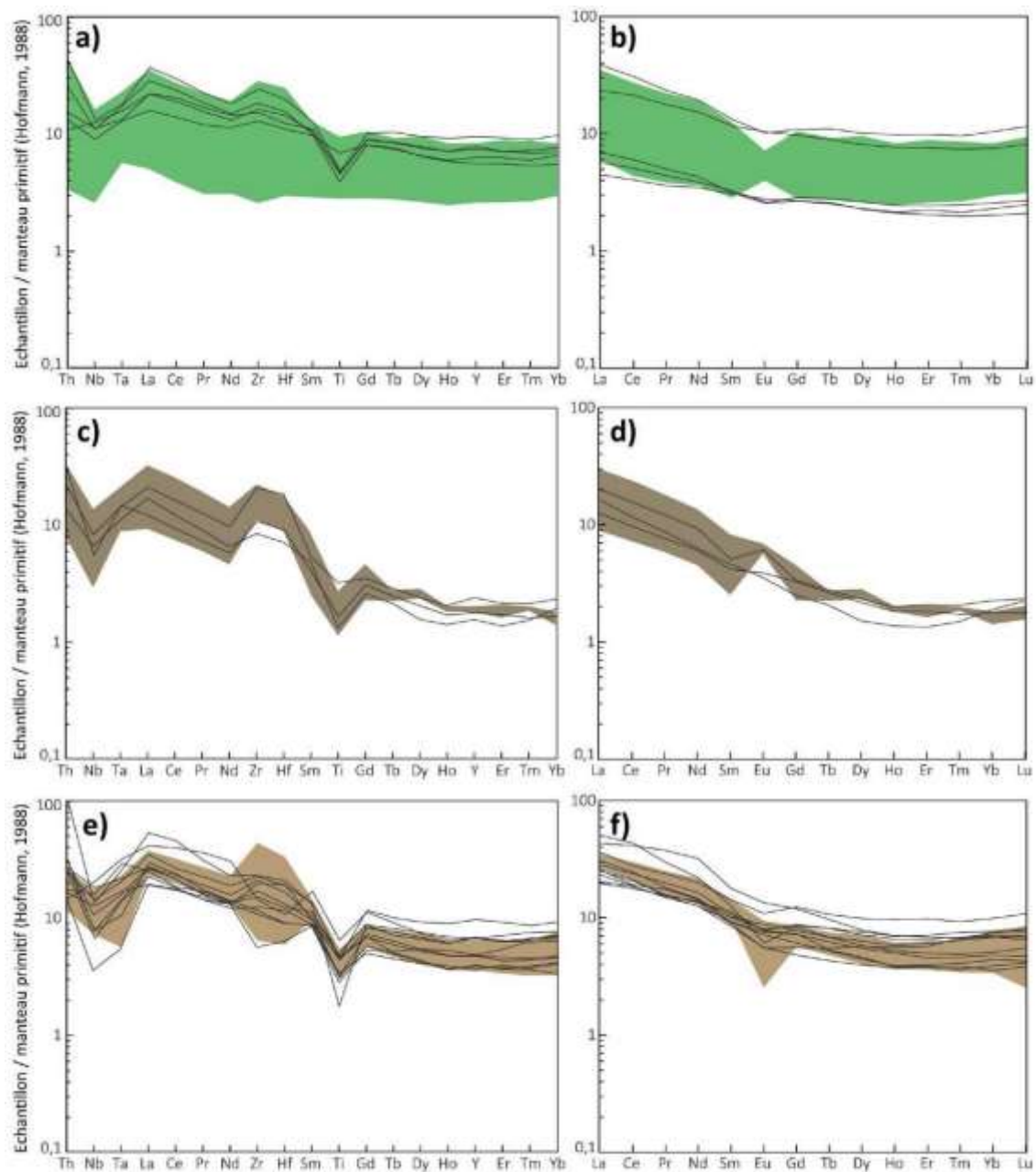


Figure 4.25 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d’ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour 5 échantillons correspondant à des enclaves de roches mafiques (a, b), 3 échantillons correspondant à la diorite 1 (c, d) et 11 échantillons correspondant à la diorite 2. Les échantillons sont extraits de la base de données du SIGEOM (2018) et les enveloppes correspondent aux ensembles définis pour chaque phase à partir des résultats lithogéochimiques de cette étude. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

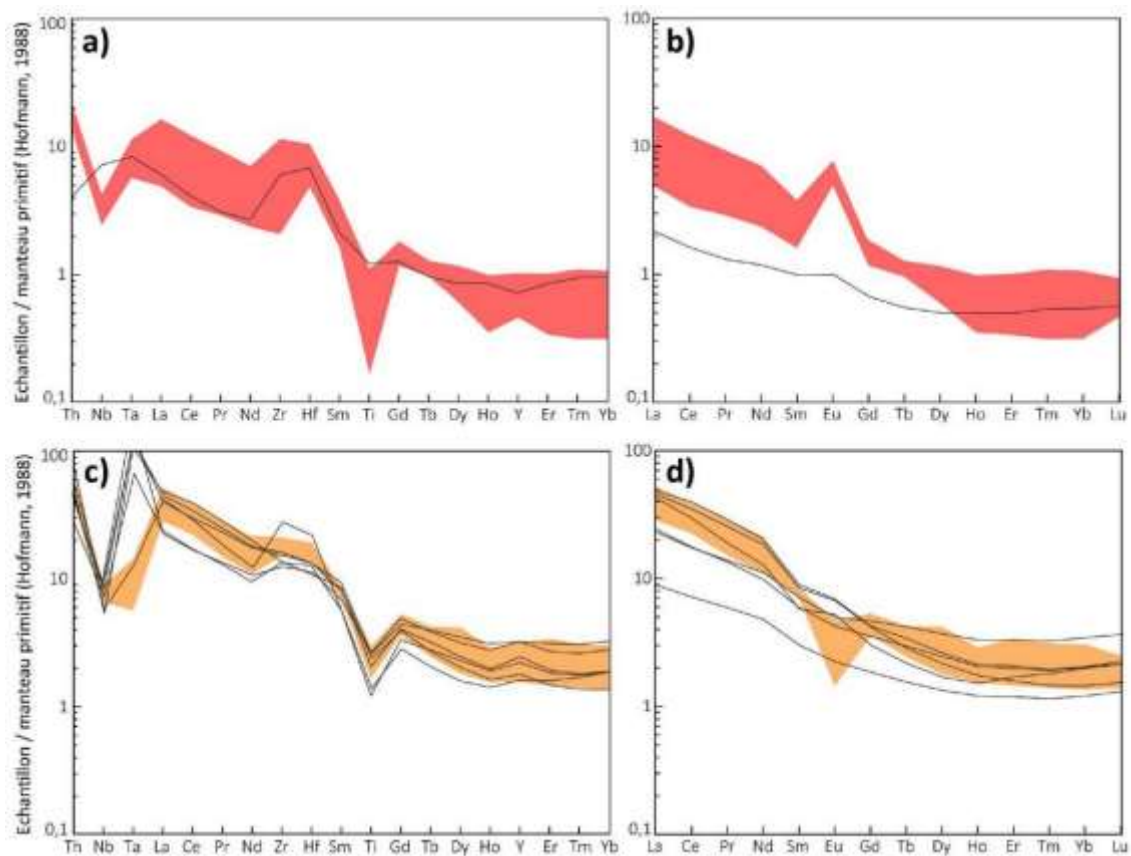


Figure 4.26 – Diagrammes multiéléments (a, c) et patrons d'ETR (b, d,) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour 1 échantillons correspondant à la tonalite 1 (a, b) et 6 échantillons correspondant à la tonalite 2 (c, d). Les échantillons sont extraits de la base de données du SIGEOM (2018) et les enveloppes correspondent aux ensembles définis pour chaque phase à partir des résultats lithogéochimiques de cette étude. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

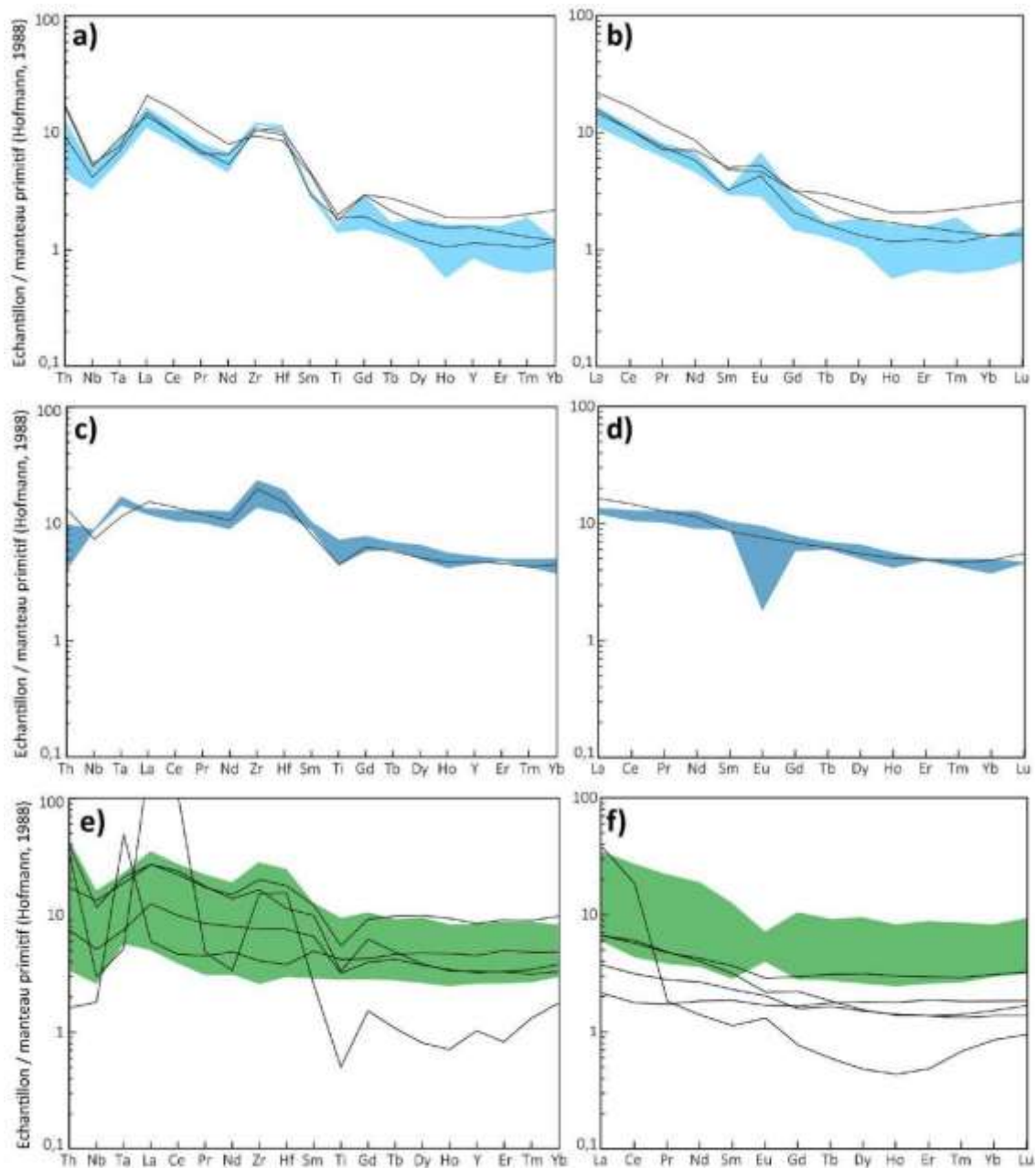


Figure 4.27 – Diagrammes multiéléments (a, c, e) et patrons d’ETR (b, d, f) normalisés au manteau primitif (Hofmann 1988) pour 3 échantillons correspondant à la phase centrale 1 (a, b), 1 échantillon correspondant à la phase centrale 2 (c, d) et 5 échantillons ne correspondant à aucune phase définie dans cette étude (e, f), comparés à l’enveloppe des enclaves mafiques. Les échantillons sont extraits de la base de données du SIGEOM (2018) et les enveloppes correspondent aux ensembles définis pour chaque phase à partir des résultats lithogéochimiques de cette étude. Les anomalies en Eu ne sont pas significatives.

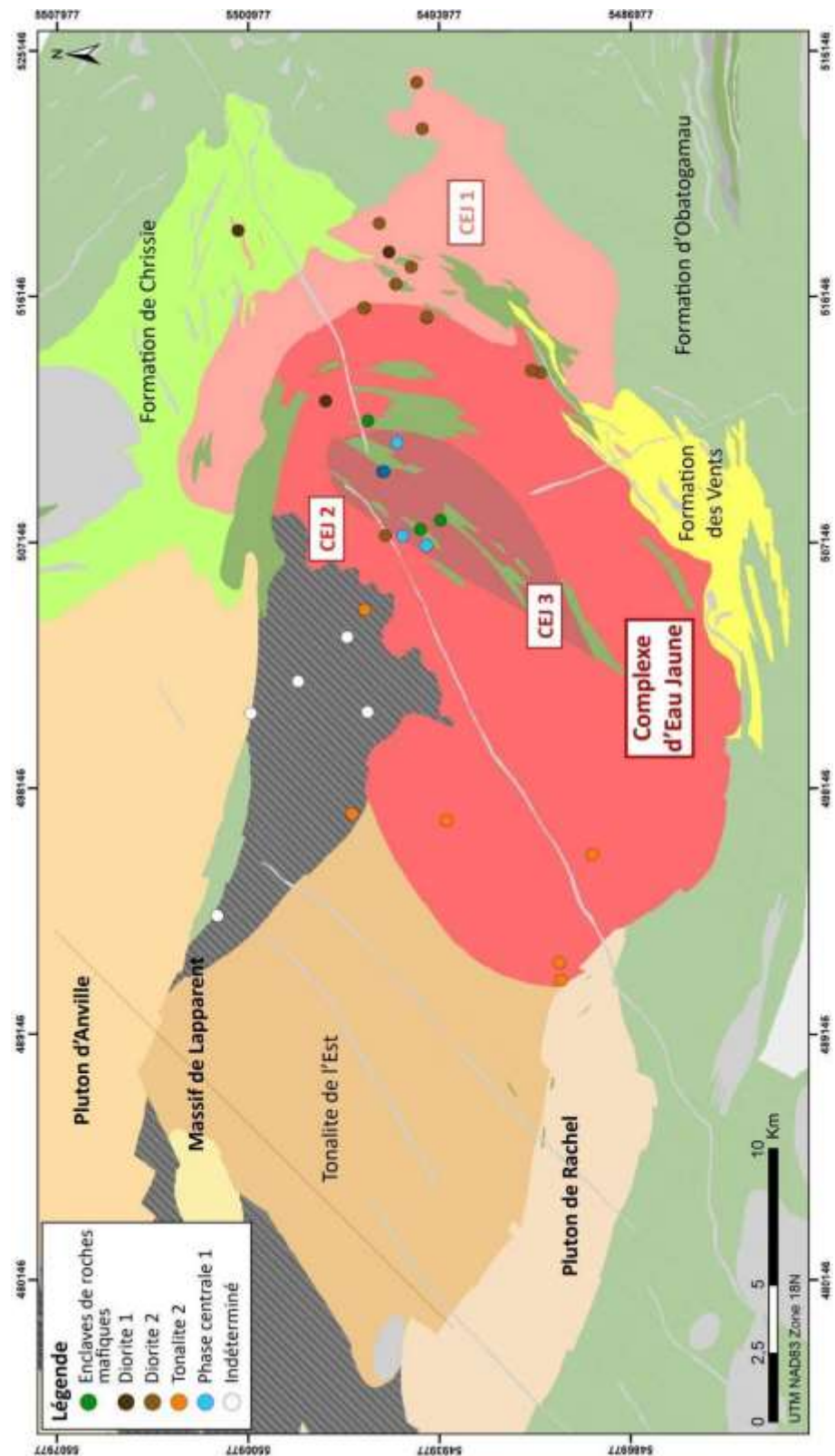


Figure 4.28 – Carte géologique simplifiée de la région du CEJ illustrant la répartition des lithologies établies à l'aide des analyses lithogéochimiques de 35 échantillons extraits de la base de données du SIGEOM (2018)

Tableau 4.1 – Tableau des résumés des compositions en éléments majeurs des échantillons analysés ; la moyenne et l'écart-type (σ) sont donnés pour chaque groupe de roches (les duplicatas sont compris dans ce tableau)

	n =		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3T}	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
Diorite 1	2		67,00	16,05	2,20	3,78	0,54	4,35	1,79	0,21	0,03	0,07
			66,00	15,60	4,93	2,32	1,56	4,49	1,55	0,49	0,04	0,15
Diorite 2	6	Moy.	58,17	16,43	7,51	5,24	3,17	4,07	0,79	0,74	0,097	0,212
		σ	5,33	1,44	2,18	1,62	1,25	1,02	0,37	0,15	0,020	0,079
Tonalite 1	4	Moy.	74,35	14,45	0,96	1,78	0,24	4,64	2,76	0,09	0,005	0,030
		σ	2,21	0,72	0,79	0,97	0,28	0,25	1,27	0,08	0,019	0,028
Tonalite 2	6	Moy.	67,78	15,94	3,65	3,64	1,19	4,62	1,33	0,41	0,047	0,142
		σ	1,911	0,93	0,75	0,63	0,24	0,09	0,22	0,08	0,015	0,025
Phase centrale 1	3	Moy.	70,17	15,88	2,73	3,66	0,81	4,90	0,87	0,27	0,037	0,087
		σ	0,81	0,15	0,36	0,10	0,12	0,12	0,09	0,02	0,006	0,006
Phase centrale 2	3	Moy.	53,07	19,48	9,03	8,05	3,16	4,08	0,42	1,12	0,110	0,250
		σ	4,52	1,16	1,69	1,41	0,64	0,44	0,14	0,29	0,017	0,066
Dykes felsiques tardifs	2	Moy.	73,4	14,15	1,86	1,74	0,60	5,1	1,12	0,18	0,020	0,030
		σ	0,57	0,92	0,42	0,18	0,25	0,24	0,01	0,06	0,014	0,014
Enclaves de roches mafiques	6	Moy.	51,25	15,01	10,48	8,54	5,57	2,58	0,87	0,78	0,147	0,065
		σ	8,64	0,70	3,54	2,67	1,95	0,61	0,55	0,47	0,045	0,039
Aplite	1		71,00	16,650	1,13	1,82	0,44	6,26	0,92	0,12	0,010	0,040
Pluton d'Anville	1		76,70	12,95	1,38	0,53	0,13	4,77	2,50	0,06	0,020	0,030

Tableau 4.2 – Tableau des résumés des compositions en ETR des échantillons analysés ; la moyenne et l'écart-type (σ) sont donnés pour chaque groupe de roches (les duplicatas sont compris dans ce tableau)

	n =		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Diorite 1	2	Moy.	12,05	25,00	2,92	10,80	2,09	0,60	1,75	0,24	1,67	0,28	0,78	0,13	0,68	0,12
		σ	9,26	18,95	2,11	7,64	1,57	0,33	0,82	0,04	0,22	0,02	0,13	0,01	0,12	0,02
Diorite 2	6	Moy.	17,53	37,98	4,66	19,53	4,14	1,10	3,64	0,53	3,29	0,66	1,92	0,28	2,03	0,31
		σ	2,42	5,87	0,87	4,17	0,89	0,24	0,70	0,11	0,74	0,15	0,55	0,086	0,74	0,14
Tonalite 1	4	Moy.	6,53	11,83	1,40	5,25	0,91	0,38	0,74	0,11	0,56	0,11	0,30	0,05	0,33	0,05
		σ	4,31	7,98	0,89	3,20	0,45	0,16	0,17	0,01	0,15	0,04	0,13	0,02	0,13	0,02
Tonalite 2	6	Moy.	25,48	48,72	5,24	18,88	3,04	0,83	2,25	0,29	1,63	0,29	0,83	0,12	0,81	0,12
		σ	5,84	11,56	1,25	4,51	0,21	0,13	0,33	0,06	0,53	0,07	0,30	0,04	0,25	0,03
Phase centrale 1	3	Moy.	8,03	15,00	1,65	6,50	1,20	0,50	1,09	0,14	0,89	0,15	0,46	0,07	0,39	0,07
		σ	1,88	2,95	0,28	1,35	0,08	0,07	0,36	0,02	0,26	0,08	0,19	0,04	0,11	0,03
Phase centrale 2	3	Moy.	7,83	18,77	2,75	13,17	3,63	1,16	3,46	0,59	3,57	0,71	2,05	0,29	1,73	0,30
		σ	0,50	2,00	0,37	2,32	0,32	0,17	0,53	0,05	0,54	0,11	0,06	0,00	0,29	0,01
Dykes felsiques tardifs	2	Moy.	13,50	26,75	2,91	10,45	2,00	0,51	1,71	0,24	1,31	0,27	0,89	0,15	1,05	0,18
		σ	4,10	7,00	0,64	2,19	0,31	0,06	0,23	0,02	0,10	0,04	0,11	0,01	0,11	0,01
Enclaves de roches mafiques	6	Moy.	4,38	8,44	1,12	5,28	1,49	0,60	1,87	0,33	2,23	0,48	1,49	0,21	1,45	0,24
		σ	1,99	2,96	0,37	1,60	0,41	0,16	0,49	0,09	0,66	0,14	0,40	0,04	0,31	0,05
Aplite	1		2,70	4,30	0,64	2,30	0,41	0,21	0,33	0,02	0,36	0,05	0,14	0,03	0,14	0,01
Pluton d'Anville	1		5,40	12,70	1,24	4,70	0,97	0,12	0,99	0,22	1,68	0,32	1,14	0,22	1,67	0,24

Tableau 4.3 – Composition géochimique des 17 échantillons du CEJ ayant un contenu en SiO₂ > 64 wt% comparée aux critères chimique d'appartenance à la série des TTG tels que définis par Moyen et Martin (2012) : synthèse des critères

Critères (Moyen et Martin, 2012)	TTG pauvres en ETR	TTG moyennement riches en ETR	TTG riches en ETR	Pas des TTG
Critère 1	SiO ₂ > 64 wt% 65,4 – 73,9 (n=17)			
Critère 2	Fe ₂ O _{3T} + MgO + MnO + TiO ₂ < 5 wt% 0,5 – 4,84 (n=13)			5,13 – 9,05 (n=5)
Critère 3	0,5 < K ₂ O < 2 wt% 0,79 – 1,79 (n=14)			2,37 – 3,77 (n=3)
Critère 4	Na ₂ O > 5 wt% 5,27 – 6,26 (n=2)	4 < Na ₂ O < 6 wt% 4,42 – 4,93 (n=16)		
Critère 5	0,3 < K ₂ O/Na ₂ O < 0,6 wt% 0,31 – 0,52 (n=6)			0,15 – 0,28 (n=10) 0,85 (n=1)
Critère 6 (à 70 wt% SiO ₂)	Al ₂ O ₃ > 16 wt% 16,41 – 17,30 (n=5)	Al ₂ O ₃ > 15 wt% 15,05 – 17,30 (n=12)	Al ₂ O ₃ > 14 wt% 14,17 – 17,57 (n=14)	12,77 – 13,85 (n=3)
Critère 7	Yb < 1 ppm 0,13 – 0,97 (n=14)	Yb < 1,5 ppm 0,13 – 1,13 (n=16)	Yb < 2 ppm 1,27 – 1,67 (n=17)	3,45 (n=1)
Critère 8	(La/Yb) _N > 15 15,49 – 54,0 (n=8)			2,18 – 13,77 (n=9)
Critère 9	La > 10 ppm 10,1 – 32,0 (n=11)			2,7 – 7,1 (n=6)
Critère 10	Anomalies négatives en Nb-Ta et Ti (n=17)			
	Pas d'anomalies négatives en Sr et Eu <i>Diorite 1, tonalite 1, phase centrale 1, aplite, un dyke felsique et Pluton d'Anville (n=11)</i>			<i>Tonalite 2 et un dyke felsique (n=7)</i>
Critère 11	50 < Sr/Y < 500 51 – 289 (n=8)	20 < Sr/Y < 200 29 – 146 (n=12)	10 < Sr/Y < 50 14 – 48 (n=8)	4 (n=1)

Tableau 4.4 – Composition géochimique des échantillons du CEJ avec A) $\text{SiO}_2 > 64$ wt% (17 échantillons) et B) $45 < \text{SiO}_2 < 80$ wt % (8 échantillons) comparée aux critères chimique d'appartenance à la série des TTG tels que définis par Moyen et Martin (2012) : pour chaque échantillon, détail des valeurs de chaque critère. Les cases colorées indiquent que le critère concerné est rempli

A	Echantillon	Critère 1	Critère 2	Critère 3	Critère 4	Critère 5	Critère 6	Critère 7	Critère 8	Critère 9	Critère 11
		$\text{SiO}_2 > 64$	$\text{Fe}_2\text{O}_{3T} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5$	$0,5 < \text{K}_2\text{O} < 2$	$\text{Na}_2\text{O} > 5$ (P) $4 < \text{Na}_2\text{O} < 6$ (M-R)	$0,3 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,6$	$\text{Al}_2\text{O}_3 > 16$ (P) $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ (M) $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14$ (R)	$\text{Yb} < 1\text{ppm}$ (P) $\text{Yb} < 1,5$ ppm (M) $\text{Yb} < 2$ ppm (R)	$(\text{La}/\text{Yb})_N > 15$	$\text{La} > 10$ ppm	$50 < \text{Sr}/\text{Y} < 500$ (P) $20 < \text{Sr}/\text{Y} < 200$ (M) $10 < \text{Sr}/\text{Y} < 50$ (P)
Diorite 1	D0054AG01	67,0	2,98	1,79	4,35	0,411	16,738	0,59	6,29	5,5	51
	D0054EG01	66,0	7,02	1,55	4,49	0,345	15,600	0,76	16,52	18,6	40
Tonalite 1	D0027AG01	71,4	2,99	1,13	4,85	0,233	14,798	0,44	15,49	10,1	146
	D0111AG01	73,9	1,10	2,37	4,86	0,488	15,050	0,13	54,00	10,4	289
	D0116AG01	76,0	0,50	3,77	4,42	0,853	13,850	0,36	5,63	3,0	33
Tonalite 2	D0053BG02	65,4	6,81	1,12	4,65	0,241	17,300	1,27	9,30	17,5	29
	D0043CG01	68,2	6,02	1,15	4,54	0,253	15,750	0,88	23,32	30,4	44
	D0137JG10	65,9	5,13	1,69	4,53	0,373	16,600	0,56	25,80	21,4	54
	D0054DG01	67,5	4,00	1,48	4,77	0,310	16,100	0,74	20,43	22,4	48
	D0117AG01	69,5	4,84	1,28	4,63	0,276	15,000	0,35	33,23	32,0	46
Phase centrale 1	D0043AG01	69,3	4,20	0,96	4,76	0,202	15,908	0,50	13,77	10,2	63
	D0044AG01	70,9	3,27	0,79	4,98	0,159	15,646	0,28	17,12	7,1	136
	D0053AG01	70,3	4,07	0,85	4,95	0,172	15,981	0,40	11,48	6,8	93
Aplite	D0054GG01	71,0	1,7	0,92	6,26	0,147	16,412	0,14	13,02	2,7	385
Dykes felsiques tardifs	D0055BG02	73,8	2,12	1,10	4,93	0,225	12,767	1,13	6,33	10,6	14
	D0121AG01	73,0	3,18	1,13	5,27	0,214	14,166	0,97	11,41	16,4	14
Pluton d'Anville	D0019AG01	76,7	1,59	2,5	4,77	0,524	12,950	1,67	2,18	5,4	4
B	Echantillon	Critère 1	Critère 2	Critère 3	Critère 4	Critère 5	Critère 6	Critère 7	Critère 8	Critère 9	Critère 11
		$45 < \text{SiO}_2 < 80$	$\text{Fe}_2\text{O}_{3T} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5$	$0,5 < \text{K}_2\text{O} < 2$	$\text{Na}_2\text{O} > 5$ (P) $4 < \text{Na}_2\text{O} < 6$ (M-R)	$0,3 < \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,6$	$\text{Al}_2\text{O}_3 > 16$ (P) $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ (M) $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14$ (R)	$\text{Yb} < 1\text{ppm}$ (P) $\text{Yb} < 1,5$ ppm (M) $\text{Yb} < 2$ ppm (R)	$(\text{La}/\text{Yb})_N > 15$	$\text{La} > 10$ ppm	$50 < \text{Sr}/\text{Y} < 500$ (P) $20 < \text{Sr}/\text{Y} < 200$ (M) $10 < \text{Sr}/\text{Y} < 50$ (P)
Diorite 2	D0003AG01	48,3	17,32	0,47	5,84	0,080	19,30	3,230	5,294	17,100	3
	D0054FG01	59,4	11,07	1,47	2,90	0,507	15,40	2,610	8,276	21,600	7
	D0069BG01	61,4	8,88	0,84	4,18	0,201	15,90	1,410	11,915	16,800	18
	D0069CG02	62,3	8,70	0,75	3,98	0,188	15,80	1,670	10,599	17,700	17
	D0072AG01	56,1	14,17	0,43	3,26	0,132	16,40	1,890	7,460	14,100	22
Phase centrale 2	D0041AG02	49,7	14,770	0,260	3,980	0,065	20,700	1,540	5,130	7,900	24
	D0042AG02	51,3	15,090	0,490	3,700	0,132	19,350	2,060	4,029	8,300	19
	D0058BG02	58,2	10,390	0,500	4,570	0,109	18,400	1,590	4,591	7,300	21

Tableau 4.5 – Résumé des principales caractéristiques géochimiques des 6 phases intrusives du CEJ, des dykes felsiques tardifs et des enclaves de roches mafique, et conclusion sur le nom attribué à chaque groupe de roches. Les valeurs présentées sont des valeurs moyennes pour chaque groupe de roches

	Enclaves	Diorite 1	Diorite 2	Tonalite 1	Tonalite 2	Phase centrale 1	Phase centrale 2	Dykes felsiques
Eléments majeurs (wt %)								
SiO ₂	51,25	66,20	58,17	74,35	67,78	70,17	53,07	73,4
Al ₂ O ₃	15,01	15,83	14,43	14,45	15,94	15,88	19,48	14,15
Fe ₂ O _{3T}	10,48	3,57	7,51	0,96	3,65	2,73	9,03	1,86
CaO	8,54	3,05	5,54	1,78	3,64	3,66	8,05	1,74
MgO	5,57	1,05	3,17	0,24	1,19	0,81	3,16	0,60
Na ₂ O	2,58	4,42	4,07	4,64	4,62	4,90	4,08	5,10
K ₂ O	0,78	1,67	0,79	2,76	1,33	0,87	0,42	1,12
Eléments traces et ETR								
Taux de fractionnement (La/Yb) _N	2,4	11,4	5,9	25,0	22,4	14,1	3,1	8,9
Enrichissement								
La _N	12,93	19,63	28,44	12,76	0,75	13,09	12,76	21,99
Yb _N	4,59	1,63	5,22	40,30	1,98	0,95	4,18	2,53
Anomalies								
Nb	Négative Faible	Négative Faible	Négative Faible	Négative Moyenne	Négative Moyenne	Négative Faible	Négative Faible	Négative Forte
Ta	Positive Faible	Ø	Négative Faible	Ø	Négative Moyenne	Ø	Ø	Positive Moyenne
Ti	Ø	Négative Faible	Négative Faible	Négative Forte	Négative Faible	Négative Faible	Négative Très faible	Négative Forte
Zr-Hf	Non significatif	Positive Faible	Non significatif	Positive Faible	Positive Faible	Positive Moyenne	Positive Moyenne	Positive Faible
Eu	Non significatif	Non significatif	Négative Faible	Positive Moyenne	Négative Faible	Positive Moyenne	Négative Moyenne	Non significatif

Tableau 4.6 – Résumé des principales caractéristiques géochimiques des 6 phases intrusives du CEJ, des dykes felsiques tardifs et des enclaves de roches mafique, et conclusion sur le nom attribué à chaque groupe de roches. Les valeurs présentées sont des valeurs moyennes pour chaque groupe de roches (suite)

	Diorite 1	Diorite 2	Tonalite 1	Tonalite 2	Phase centrale 1	Phase centrale 2
ASI (Frost et al. 2001)	Peralumineux	Métalumineux à peralumineux	Peralumineux	Peralumineux	Peralumineux	Métalumineux
Classification						
TAS (Middlemost, 1985) <i>Données brutes</i>	Granodiorite	Diorite	Granite	Granodiorite	Granodiorite	Diorite
Streckeisen (Streckeisen, 1976) <i>Norme CIPW</i>	Granodiorite	Tonalite (?)	Granodiorite	Tonalite	Tonalite	Diorite
Ab-Or-An (Barker, 1979) <i>Norme CIPW</i>	Trondhjémite (?)	Ø	Tonalite	Tonalite	Trondhjémite	Ø
Qtz-Pl-Or (Shervais, 2008) <i>Norme CIPW</i>	Tonalite et trondhjémite (?)	Diorite à quartz	Tonalite et trondhjémite	Tonalite et trondhjémite	Tonalite et trondhjémite	Diorite
Qtz-Pl-Or (Barker, 1979) <i>Norme CIPW</i>	Trondhjémite (?)	Diorites & tonalites	Trondhjémites	Diorites & tonalites	Trondhjémite	Diorites & tonalites
Nom retenu <i>D'après la lithogéochimie et les diagrammes de classification</i>	Granodiorite	Diorite à quartz	Tonalite	Tonalite	Trondhjémite	Diorite

CHAPITRE 5

HYDROTHERMALISME ET MINÉRALISATION

5.1 INTRODUCTION

L'indice Moly-Desgagné est l'un des deux seuls indices de Mo connus dans la région de Chibougamau, le second étant MOP-II (Lépine 2009). La minéralisation en Mo est présente sur 2 des 5 décapages de l'indice (décapages 4 et 5). Trois des décapages montrent différentes générations de veines de quartz, quartz-tourmaline et tourmaline (décapages 3, 4 et 5). L'objectif de ce chapitre est de présenter les différentes familles de veines observées sur les décapages, l'altération hydrothermale qui leur est associée, ainsi que leurs relations avec les roches encaissantes et la minéralisation en Mo. La chimie des tourmalines sera également présentée, afin de comparer les tourmalines de l'indice Moly-Desgagné à celles provenant de gisements d'or orogénique de la région de Val-d'Or.

5.2 VEINES

Les observations de terrain ont permis d'individualiser au moins cinq familles de veines de quartz, quartz-tourmaline et tourmaline, selon leurs directions et leurs relations de recoupement (#1 à #5). Elles sont présentées ci-dessous selon leur chronologie relative de mise en place.

5.2.1 Veines #1

Cette famille de veines (#1) est la plus ancienne. Elle est représentée par des veines de quartz blanc massif, orientées selon une direction N110 à N130. Elles sont sécantes à la foliation et à toutes les lithologies observées sur les affleurements. Ces veines ont une épaisseur d'au moins 20 cm, avec un pendage d'environ 70° sur le décapage 4, et d'environ 30 ° sur le décapage 5. Elles sont confinées dans les zones de cisaillement rétrogradées en chlorite, uniquement développées sur les décapages 4 et 5 (Figure 5.1 à Figure 5.3 a). Elles ont localement une texture saccharoïde et contiennent des cubes de pyrite de tailles variant entre 0,5 et 3 mm (moins de 5 % de la veine) et quelques flocons de molybdénite allant jusqu'à 1 à 2 mm de large (moins de 2 %). La molybdénite est souvent observée autour des cubes de pyrite. Elle est associée à des carbonates de fer

(ankérite) dans des fractures environ N060 dans les veines de quartz #1 (Figure 5.3 b). Une poche de molybdénite (~ 6 cm par 15 cm) est observée au niveau de l'éponte de l'une de ces veines. Des rosettes de tourmaline noire sont localement présentes dans les veines de quartz #1.

Les observations pétrographiques en lames minces montrent que les veines #1 sont constituées de plus de 90 % de quartz, formant des sous-grains de forme prismatique à hexagonale. Elles contiennent également un assemblage de carbonates, pyrite et molybdénite (Figure 5.3 c et d). Les carbonates (7 %) sont interstitiels aux grains de quartz. Les grains de pyrite (2 %) forment des cubes mesurant 0,5 à 1 mm ou des rectangles ou triangles mesurant jusqu'à 1 mm de large par 3 mm de longueur. Les pyrites sont fracturées et ne contiennent pas ou très peu d'inclusions (quartz, < 0,5 mm). Enfin, la molybdénite (< 1 %) cristallise sous forme de filaments et d'amas de filaments mesurant moins de 1,5 mm de long. Elle est observée soit en amas isolés entre les grains de quartz, soit en filaments autour de grains de pyrite (Figure 5.3 e), où elle est localement associée à des carbonates et de la chlorite.

5.2.2 Veines #2

Les veines #2 sont constituées uniquement de quartz blanc, localement fumé. Elles sont orientées selon une direction N020 à N045 environ et ont un pendage fort (70°; Figure 5.2, Figure 5.4 et Figure 5.5). Elles contiennent communément des cubes de pyrite (< 1 %). Les observations en lames minces montrent que le quartz représente plus de 95 % de la veine. Les pyrites sont de forme cubique avec très peu d'inclusions de quartz. Elles ont une couronne d'altération en oxydes de fer d'environ 0,1 mm d'épaisseur au maximum, due à la météorisation (Figure 5.3 f).

5.2.3 Veines #3

Les veines #3 sont des veines de tourmaline noire et de quartz orientées selon une direction environ N130. Ces veines ont un aspect rubané, car la tourmaline massive (3 à 6 mm d'épaisseur) est située aux épontes alors que le quartz est au centre. Certaines parties de la veine montrent également une alternance entre la tourmaline et le quartz. Les cristaux de quartz sont orientés vers le centre de la veine (texture drusique). Ces éléments indiquent plusieurs réouvertures et cristallisations des minéraux de la veine. Le quartz forme des amas de cristaux laiteux à légèrement

translucides, parfois fumés (Figure 5.3 g). Ces veines ne contiennent pas de sulfures (pyrite ou molybdénite). La famille de veines #3 est très peu représentée par rapport aux autres : une veine est observée sur le décapage 3a (Figure 5.4) et trois veines sur le décapage 4 (Figure 5.1). Aucune lame mince n'a été réalisée dans cette famille de veines.

5.2.4 Veines #4

Les veines #4 sont orientées environ N020 à N050. Il s'agit de veines de tourmaline noire parfois associées à un peu de quartz. Elles réempruntent localement les veines de quartz #2 (Figure 5.3 h et Figure 5.6 a). Les observations pétrographiques montrent que les veines #4 sont constituées de 90 % de tourmaline, qui forme des grains de 0,3 à 3 mm de long au maximum. Le reste de la veine est composé de quartz interstitiel et de chlorites (< 1 %). Dans la lame D135A2, le centre de la veine contient un assemblage de quartz et de carbonates. Au niveau des épontes, les grains sont généralement plus grossiers. Les sections longitudinales des tourmalines cristallisent perpendiculairement aux épontes. Les sections basales forment des amas entre les grains de quartz de la veine qu'elle recoupe. Au centre de la veine, les tourmalines sont orientées aléatoirement (Figure 5.6 b). Elles ont une couleur beige à vert-de-gris en LPNA. Les sections basales comme les sections longitudinales montrent une zonation concentrique, lorsque leur taille est supérieure à 0,5 mm (Figure 5.6 c). Une seconde veine de tourmaline, à grains plus fins (moins de 0,5 mm), s'injecte dans la première veine.

5.2.5 Veines #5

Les veines de tourmalines noires #5 sont tardives, car elles recoupent les 4 autres générations de veines. Elles sont uniquement observées sur le décapage 4. Elles sont orientées selon une direction N-S (environ N175) avec un pendage fort (70°). Une veine de quartz contenant des grains de pyrite, de même direction, peut être observée dans la partie sud-est du décapage 3a (Figure 5.4).

Les observations pétrographiques montrent que les veines de tourmaline #5 sont constituées de plus de 95 % de cristaux de tourmaline et de 5 % de quartz interstitiel. La tourmaline a une teinte beige à vert-de-gris en lumière polarisée non analysée (LPNA). Les sections basales et

longitudinales mesurent entre 0,1 et 1 mm et 0,3 et 2 mm respectivement. Une zonation compositionnelle, concentrique, est visible dans les cristaux les plus gros. Les tourmalines sont généralement perpendiculaires aux épontes des veines #5. Quelques amas de tourmalines sont également observés à l'extérieur de la veine, à l'interface entre les grains de quartz de la veine qu'elles recoupent (veine #1 dans la lame D137G7). Ici encore, des veinules de tourmalines à grains fins (< 0,3 mm) s'injectent dans la veine de tourmalines à grains plus grossiers (Figure 5.6 d, e et f).

5.3 ALTÉRATION HYDROTHERMALE

Sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné, l'altération hydrothermale est associée aux zones de cisaillement riches en chlorite ainsi qu'aux veines de tourmaline noire. Cette section présente les caractéristiques macroscopiques et microscopiques de ces altérations.

5.3.1 Altération associée aux zones de cisaillement

Les décapages 2, 4 et 5 de l'indice Moly-Desgagné montrent des couloirs orientés N110 à N130 très riches en chlorite verte (> 70 %), contenant localement des cubes de pyrite millimétriques (< 7 %) et des carbonates (< 3 % ; Figure 5.6 g). Les observations en lames minces montrent que les couloirs contiennent environ 45 à 50 % de feuillets de chlorite (lame D136A1) alignés selon la schistosité (Figure 3.6 h). Des grains de carbonates cristallisent parfois dans et/ou entre les feuillets de chlorite. L'abondance de chlorite et son association avec la pyrite et les carbonates (Figure 5.6 g) traduit la circulation de fluides hydrothermaux rétrogrades, compatibles avec des conditions au faciès des schistes verts. Ces fluides sont confinés dans les couloirs de déformation.

Une enveloppe d'altération à chlorite, carbonates et pyrite est également développée autour de ces couloirs riches en chlorite. Elle s'étend de 30 cm à 2 m de part et d'autre des couloirs de déformation et est plus ou moins visible selon son intensité. Par exemple, sur le décapage 4, on observe une zone de teinte rougeâtre à ocre d'environ 1,5 m par 2 m dans la tonalite 2. Cette couleur est due à la présence de carbonates de fer (ankérite) oxydés, de tailles variant entre 0,5 et 2 mm. Aucune autre indication de carbonatation n'est visible sur le terrain, mais les observations pétrographiques en lames minces indiquent que des carbonates sont présents dans toutes les

roches situées à proximité des zones de cisaillement (2 à 15 %). Les carbonates forment des grains ou des amas de grains interstitiels aux feldspaths et aux grains de quartz. Les carbonates (0,1 à 0,7 mm environ) sont généralement associés à de la chlorite et/ou à des micas blancs, en amas ou dans des veinules. Des grains de carbonates sont aussi observés dans les feldspaths séricitisés. Toutefois, lorsque l'on s'éloigne des zones de circulations de fluides riches en chlorite, on n'observe pas de carbonates, comme dans le cas de la lame D055A2 (diorite 1). De même, les feldspaths et les biotites seront plus altérés (séricite et chlorite respectivement) à proximité des couloirs de déformation. Les roches contiennent également 5 à 20 % de chlorite, qui forme des réseaux et des veinules de baguettes alignées selon la foliation, et parfois des patchs interstitiels aux grains de feldspaths et de quartz. Dans la tonalite, la chlorite remplace principalement les biotites, comme l'indiquent les zircons et les traces de fission observés dans certaines sections longitudinales de chlorites. Des grains de pyrite millimétriques sont associés à la chlorite et/ou aux carbonates dans les roches situées à proximité des couloirs de déformation orientés N110 à N130. Sur le terrain, la pyrite est majoritairement visible dans la diorite 1, dans la partie ouest du décapage 4 (grains de 1 à 2 mm). En lames minces, des grains de pyrite (0,3 à 1,5 mm) sont aussi visibles dans la diorite 2 et la tonalite 2.

La principale altération observée est donc une chloritisation modérée des roches. Elle est localement très intense, comme dans les couloirs de déformation. La chloritisation s'accompagne d'une carbonatation relativement modérée, qui est principalement concentrée dans les couloirs de déformation. Les roches sont plus fortement séricitisées à proximité de ces couloirs. De la pyrite est retrouvée en association avec la chlorite et les carbonates. Ces minéraux traduisent une circulation de fluides hydrothermaux dans des conditions de température similaires à celles du faciès des schistes verts (200 – 350 °C).

5.3.2 Altération associée aux veines de tourmaline

Un halo d'altération plus ou moins étendu est observé de part et d'autre de certaines veines de tourmalines (veines #3, #4 et #5). Ce halo est limité à absent lorsque la veine de tourmaline recoupe la tonalite. Cette dernière contient en effet moins de minéraux « réactifs », comme les

ferromagnésiens. En revanche, il atteint 5 mm à 6 cm de largeur lorsque la veine de tourmaline recoupe la diorite (Figure 5.6 h). Le halo se matérialise par une décoloration de la roche, qui correspond donc à une déstabilisation des minéraux ferromagnésiens.

Le halo d'altération associé aux veines de tourmaline recoupe les roches situées dans l'enveloppe d'altération décrite ci-dessus (à chlorite, carbonates et pyrite). Cela confirme que la mise en place des veines de tourmaline #3, #4 et #5 est postérieure à la circulation des fluides responsables des altérations associées aux couloirs de déformation N110 à N130 et à la mise en place des veines #1.

5.4 CHIMIE DES TOURMALINES

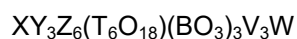
5.4.1 Introduction

Plusieurs générations de veines de tourmaline tardives ont été cartographiées sur les décapages 3, 4 et 5 de l'indice Moly-Desgagné (Figure 5.4, Figure 5.5, Figure 5.1 et Figure 5.2 respectivement).

La caractérisation de leur chimie permet d'identifier les espèces auxquelles elles appartiennent, puis de les comparer avec celles provenant de gisements de la région de Val-d'Or. Les tourmalines de ces gisements orogéniques étant issues de fluides métamorphiques (Dubé et Gosselin 2007), une telle comparaison permet d'apporter de nouveaux éléments pour contraindre la source de la minéralisation sur Moly-Desgagné. Le secteur de Val d'Or, également situé dans la Sous-province de l'Abitibi, a été choisi pour cette comparaison, car les contextes minéralisateurs y sont connus et bien documentés. Des analyses à la microsonde ont été réalisées à l'Université McGill (Montréal), afin de répondre à ces objectifs. Les résultats des analyses sont présentés à l'ANNEXE E.

5.4.2 Classification des tourmalines

Les tourmalines forment un supergroupe regroupant 18 espèces reconnues par le IMA-CNMNC (*International Mineralogical Association – Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification*) et définies par Henry et al. (2011). La formule structurale générale de ces silicates de bore est donnée par :

Équation 5.1

Où X, Y, Z, T, B, V et W sont des sites vacants (\square) ou occupés par des ions, avec :

X = Na^{1+} , Ca^{2+} , K^{1+} et \square ; **Y** = Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , Li^{1+} , Fe^{3+} et Cr^{3+} ; **Z** = Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} et Cr^{3+} ; **T** = Si^{4+} , Al^{3+} et B^{3+} ; **B** = B^{3+} ; **V** = OH^{1-} et O^{2-} ; **W** = OH^{1-} , F^{1-} et O^{2-} .

Le supergroupe des tourmalines peut être divisé en plusieurs groupes et sous-groupes, puis en espèces. La définition des groupes primaires est basée sur l'occupation du site X par des cations alcalins ou calciques. Il peut également être vacant.

Le calcul des formules structurales des tourmalines a été effectué à l'aide du programme Windows WinTcac, développé par Yavuz et al. (2014). Ce programme est en accord avec la nomenclature établie par le IMA-CNMNC, telle que définie par Henry et al. (2011).

5.4.3 Nature des tourmalines de l'indice Moly-Desgagné

5.4.3.1 Eléments majeurs

Cinquante-sept analyses ponctuelles ont été réalisées à la microsonde sur les tourmalines de 3 lames minces provenant de l'indice Moly-Desgagné. Les lames D135A2 et D136F5 correspondent à des veines #2, et la lame D137G7 à une veine #5.

L'ensemble des tourmalines analysées appartient au groupe des tourmalines alcalines (Figure 5.7). Leur site X contient moins de 5 % de Ca^{2+} et entre 40 et 81 % de Na^{1+} (+ K^{1+}). Le diagramme montre que les analyses des tourmalines de la lame D135A2 sont moins dispersées et que leur site X contient un peu plus de Ca^{2+} (2,5 à 5 %) que les tourmalines des deux autres lames (0,1 à 3,1 % de Ca^{2+}). Également, les analyses réalisées sur les bordures des tourmalines se rapprochent du pôle Na^{1+} (+ K^{1+}) tandis que les sites X du cœur des cristaux en contiennent moins (Figure 5.7).

Le diagramme binaire de classification des tourmalines du groupe alcalin de Henry et al. (2011) indique que la majorité des tourmalines appartient aux espèces dravite et schorl (Figure 5.8). Plus précisément, les tourmalines de la lame D135A2 sont principalement de type schorl. Le ratio $Mg / (Fe_{tot} + Mg)$ (A) est en moyenne de 0,48. Les valeurs moyenne de X-vacant / (X-vacant + Na^{1+} + K^{1+}) (B) sont autour de 0,3. Les valeurs de (B) diminuent entre le cœur et la bordure d'un même

cristal de tourmaline. Les tourmalines de la lame D136F5 sont majoritairement de la dravite, avec une valeur moyenne de (A) de 0,62. Le cœur des tourmalines a également des valeurs de (B) plus élevées que leurs bordures. Les cœurs des tourmalines avec les valeurs de B les plus élevées (0,51 à 0,62 ; $n = 5$) sont de la magnésio-foïtite. Enfin, les tourmalines de la lame D137G7 ont une composition intermédiaire entre le schorl et la dravite (valeurs de (A) de 0,42 à 0,55). Quatre analyses sont à la limite du champ de la foïtite. Pour les tourmalines de cette lame, les valeurs de (B) ont tendance à augmenter depuis le cœur vers la bordure d'un même cristal.

Des diminutions et augmentations des valeurs de (B) sont observables à l'échelle d'un même cristal (zonations compositionnelles). Toutefois, ces variations des valeurs de (B) ne sont pas visibles à l'échelle d'une même lame : les bordures d'une tourmaline peuvent avoir la même valeur de (B) que le cœur d'une autre tourmaline. Cela ne permet donc pas de faire ressortir une tendance générale. Conséquemment, il n'existe pas de variation compositionnelle majeure entre les tourmalines des veines #4 et #5.

Deux types de tourmalines sont observés dans chaque lame : 1) des tourmalines grossières (0,2 à 3 mm) ; et 2) des tourmalines plus petites (< 0,3 mm) qui forment des veinules recoupant les tourmalines plus grossières. Il n'y a pas de variations compositionnelles majeures entre les tourmalines grossières et les tourmalines plus fines qui les recoupent (Figure 5.9).

Le diagramme binaire de Henry et Dutrow (2018) montre que les tourmalines des veines #4 et #5 seraient issues d'une source de type métapélites ou métapsammites, plutôt enrichies en Al, avec un ratio $Al / (Al + Fe_{tot} + Mg)$ compris entre 0,67 et 0,75 (Figure 5.10).

Le contenu en éléments majeurs (Al, Na, Mg, Ca) et traces (Ti) des tourmalines a été représenté en fonction de leur contenu en Fe_{total} afin d'observer des variations de composition entre les veines #4 et #5 (Figure 5.11). Les compositions des deux familles de veines sont similaires. D'une façon générale, les tourmalines de la lame D136F5 (#4) contiennent moins de Fe que celles des lames D135A2 (#4) et D137G7 (#5). Le contenu en Na et en Ti est similaire pour les trois lames (0,4 à 0,8 mol et 0,01 à 0,04 mol respectivement). En revanche, on observe une légère variation dans la teneur en Mg et en Ca. Les tourmalines de la lame D136F5 contiennent plus de Mg (1,3 à 1,7 mol)

que celles des lames D135A2 et D137G7 (1,1 à 1,4 mol). Les tourmalines de la lame D135A2 contiennent légèrement plus de Ca que celles des lames D136F5 et D137G7 (respectivement 0,02 à 0,05 mol contre 0,00 à 0,02 mol environ). Toutefois, les variations en éléments majeurs et en Ti sont mineures. La chimie des tourmalines ne permet pas de faire ressortir les différentes générations de veines (#4 et #5). De plus, le type de roche en contact direct avec ces veines ne semble pas influencer sur la chimie des tourmalines. Les veines #4 (lames D135A2 et D136F5) sont entourées de tonalite 2, et la veine #5 (lame D137G7) a été échantillonnée dans la veine de quartz blanc massif qu'elle recoupe, mais leurs contenus en éléments majeurs et en Ti sont similaires (Figure 5.11).

5.4.3.2 Comparaisons

La chimie des tourmalines de cette étude est comparée à celle de tourmalines provenant de gisements de type or orogénique situés dans la région de Val-d'Or, afin d'observer d'éventuelles similitudes. Les données utilisées pour la comparaison proviennent du gisement de Goldex (Munger 2019 ; 23 analyses) et des gisements de Beaufor, Lac Herbin, Lamaque et Goldex (Daver 2017 ; 94 analyses).

Selon le diagramme d'occupation du site X de la classification de Henry et al. (2011), les tourmalines de cette étude et celles de la région de Val-d'Or appartiennent au groupe alcalin. Les tourmalines de cette étude montrent les mêmes teneurs en Na^{1+} (+ K^{1+}) que celles de la région de Val-d'Or. En revanche, elles sont moins riches en Ca^{2+} , ce qui constitue une différence majeure (Figure 5.12).

Les données ont également été représentées dans un diagramme binaire de classification des tourmalines du groupe alcalin (Henry et al. 2011). Ici encore, les tourmalines de l'indice Moly-Desgagné sont différentes de celles de la région de Val-d'Or (Figure 5.13). Leurs variations compositionnelles sont également plus importantes. Les tourmalines de Goldex ont un ratio $\text{Mg} / (\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg})$ plus élevé que celles de Moly-Desgagné (environ 0,7 et de 0,45 à 0,65 respectivement), et un ratio $\text{X-vacant} / (\text{X-vacant} + \text{Na}^{1+} + \text{K}^{1+})$ moindre (0,05 à 0,3 et ~ 0,18 à 0,6 respectivement).

Le diagramme binaire de Henry et Dutrow (2018) montre que les tourmalines de Moly-Desgagné et des gisements de type or orogénique de la région de Val-d'Or auraient une source similaire, soit de type métapélites ou métapsammites plutôt riches en Al (Figure 5.14). La plupart des tourmalines issues de l'étude de Munger (2019) sont dans le champ des roches à quartz-tourmaline riches en Fe^{3+} .

5.5 SYNTHÈSE PRÉLIMINAIRE

Cinq familles de veines de quartz, quartz-tourmaline et tourmaline ont été individualisées en fonction de leur minéralogie, de leur orientation et de leurs relations de recoupement.

La minéralisation en Mo est associée aux veines de quartz précoces (#1), qui sont confinées dans les zones de cisaillement riches en chlorite. La molybdénite se présente sous forme de flocons disséminés dans des veines de quartz #1, et sous forme de filaments présents dans des veinules en association avec de la pyrite, des carbonates et parfois de la chlorite. Également, une poche de molybdénite massive est observée en bordure d'une veine de quartz #1 sur le décapage 5. La chlorite, les carbonates et la pyrite sont observés dans une enveloppe d'altération affectant les roches situées autour de la zone de cisaillement riche en chlorite où se trouve la veine de quartz minéralisée en Mo.

Ces observations suggèrent au moins deux phases de minéralisations en Mo : 1) un premier épisode durant lequel la molybdénite peut avoir cristallisé sous forme de flocons, en même temps que la veine de quartz #1; et 2) un second épisode pendant lequel la veine de quartz #1 est fracturée selon une direction N060. Cela crée des interstices dans lesquels des filaments de molybdénite cristallisent, en association avec de la pyrite, des carbonates, voire de la chlorite. La molybdénite est mobilisée par des fluides hydrothermaux circulant dans les conditions des schistes verts, comme l'indiquent son association avec la chlorite, les carbonates et la pyrite. La molybdénite pourrait provenir directement de l'encaissant (Mo lessivé des roches intrusives par les fluides) ou d'un événement minéralisateur antérieur (molybdénite précocce, par exemple de l'épisode 1, qui est située dans la veine de quartz et qui aurait pu être remobilisée). Il est également possible que les amas de molybdénite observés entre les grains de quartz aient cristallisé dans des fractures de la

veine de quartz durant le second épisode. Le quartz s'est ensuite reformé autour, fermant ces fractures.

Plusieurs dykes de pegmatites bréchifiées sont observés sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné. Ils sont également observés à d'autres endroits du CEJ. Toutefois, quel que soit l'endroit, ces dykes ne semblent pas contenir de molybdénite. De plus, ils sont déformés, indiquant qu'ils se mettent en place avant la déformation principale, alors que d'après les observations sur l'indice Moly-Desgagné, la molybdénite semble plutôt se mettre en place tardivement. Il reste possible que des traces de Mo soient associées à ces dykes, mais en quantité insuffisante pour permettre la cristallisation de molybdénite. En revanche, le lessivage de ces dykes par des fluides hydrothermaux dans le couloir de déformation NO-SE pourrait avoir permis de concentrer le molybdène sous forme de molybdénite dans les veines de quartz #1.

Une autre hypothèse est que le molybdène soit associé aux dykes felsiques tardifs. Un dyke de ce type est observé sur le décapage 2 de l'indice Moly-Desgagné, et un second est observé quelques kilomètres au nord. Bien que quelques veines de quartz soient observées à proximité de ces dykes, aucune veine de tourmaline n'est visible. De plus, les analyses lithogéochimiques de ces deux dykes indiquent qu'ils contiennent chacun 1 ppm de Mo. Le molybdène peut donc avoir été lessivé de ces dykes par les fluides hydrothermaux, ou ces dykes sont uniquement une manifestation d'un système magmatique hydrothermal, mais ne contiennent pas la minéralisation.

Les quatre autres familles de veines sont plus tardives et recoupent les veines #1 contenant la minéralisation en Mo. Les analyses réalisées sur les tourmalines des veines #4 et #5 indiquent que, bien que l'on observe des relations de recoupement, les tourmalines des deux familles ont une composition similaire. La similarité chimique entre ces deux familles de veines implique soit 1) que ces deux familles de veines proviennent de fluides similaires, issus d'une source similaire ; soit 2) que les fluides ont acquis une chimie similaire en interagissant avec les roches du CEJ, et que ces deux familles de veines ont pu se mettre en place dans un intervalle de temps très rapproché.

Les tourmalines de l'indice Moly-Desgagné ont également des compositions chimiques différentes de celles de la région de Val-d'Or. Dans cette région, les tourmalines sont associées à

des systèmes orogéniques et ont cristallisé à partir de fluides métamorphiques (Dubé et Gosselin 2007). Ces tourmalines ont peu de variations compositionnelles, au contraire des tourmalines de Moly-Desgagné. Celles-ci sont notamment moins riches en Ca. Cela peut être dû à une différence de contexte géologique : les fluides ayant permis la cristallisation de la tourmaline proviennent de sources différentes et/ou ont interagit avec des roches de compositions différentes.

Des échantillons ont été prélevés dans les différentes familles de veines et transmis au Laboratoire de géochimie isotopique de l'Université Laval (Québec), afin de réaliser des analyses isotopiques de l'oxygène. Les résultats n'étaient pas disponibles au moment de la rédaction. Les échantillons prélevés sont présentés à l'ANNEXE G.

FIGURES DU CHAPITRE 5

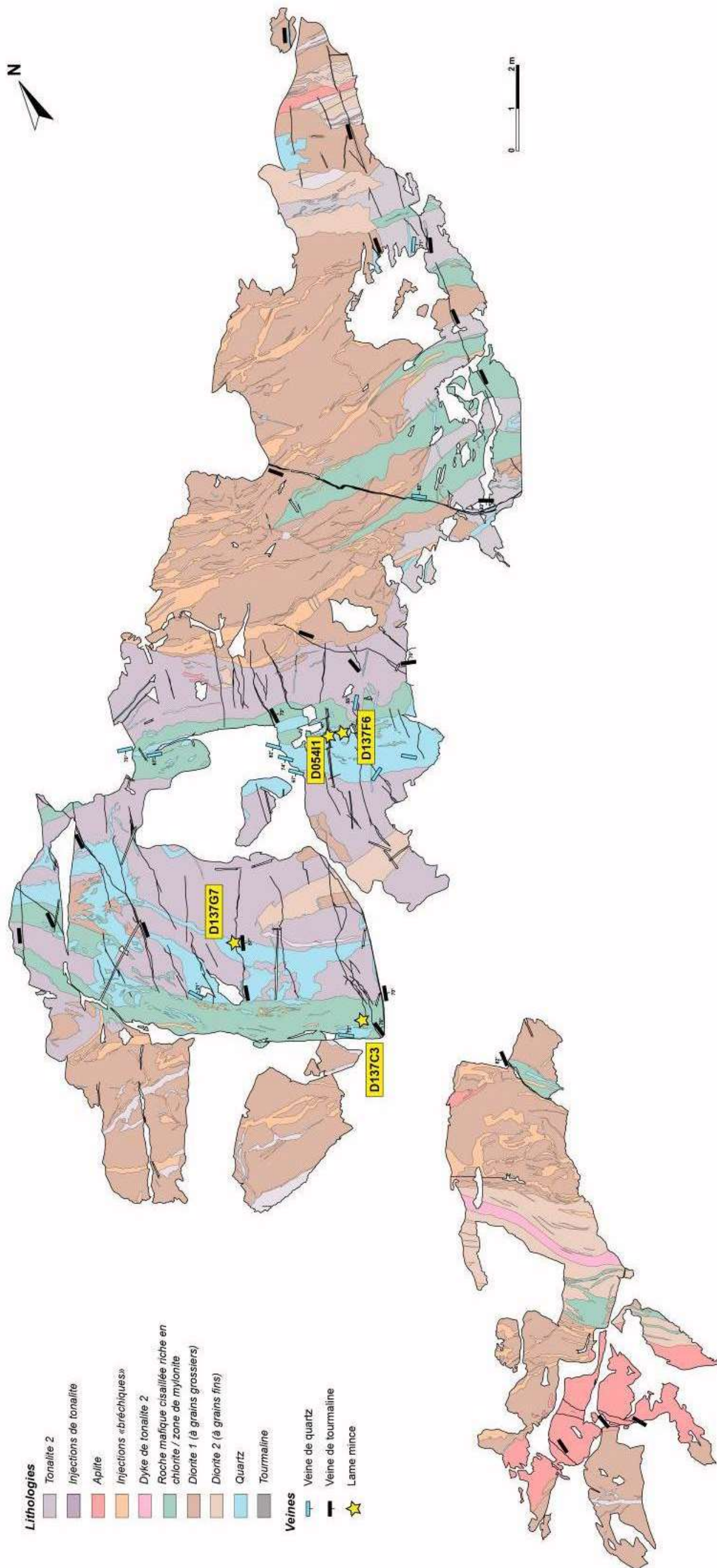


Figure 5.1 – Cartographie des veines sur le décapage 4 de l’indice Moly-Desagné et localisation des lames minces

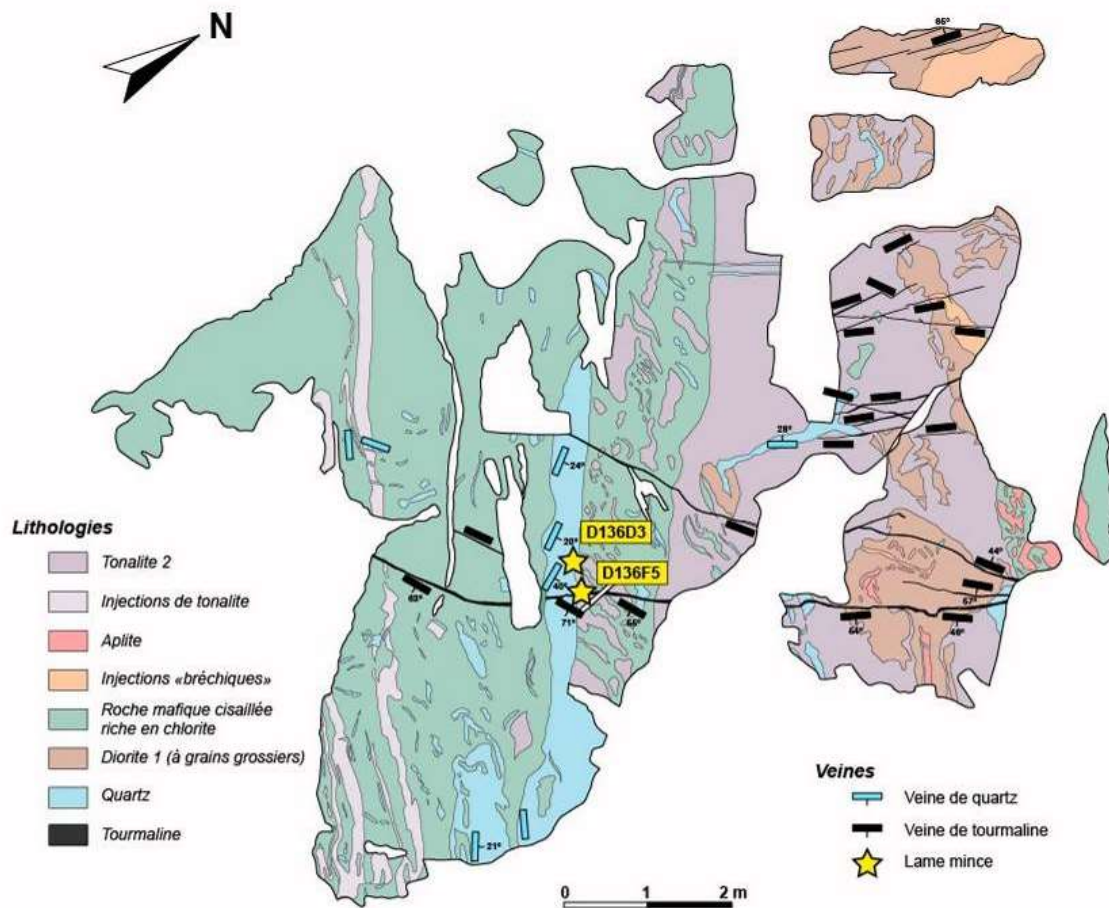


Figure 5.2 – Cartographie des veines sur le décapage 5 de l'indice Moly-Desagné et localisation des lames minces

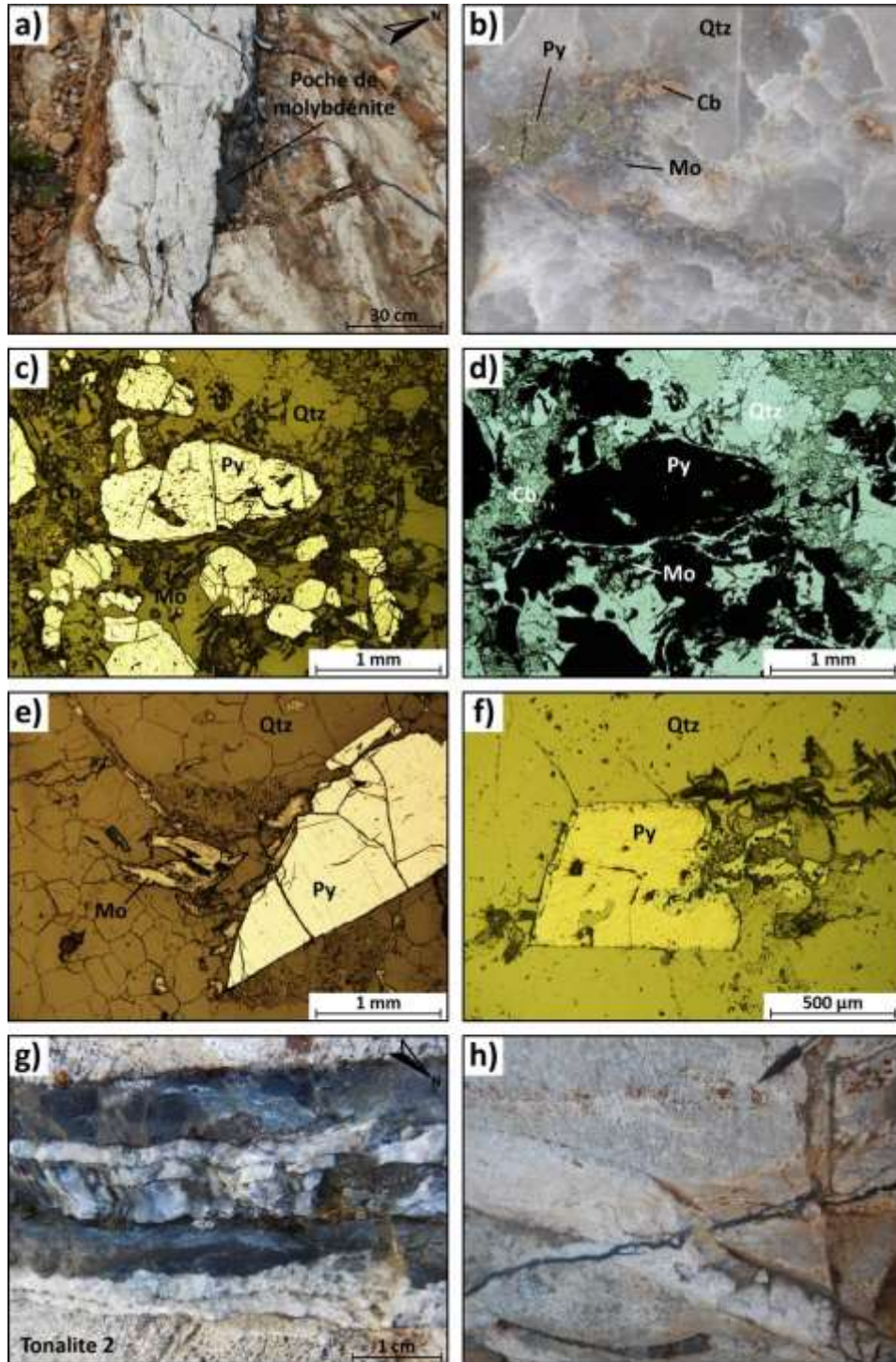


Figure 5.3 – Photographies et microphotographies : a) veine de quartz #1 recoupant la foliation et poche de molybdénite (station 136) ; b) veine de quartz #1 avec pyrite, molybdénite et carbonates (station 136) ; c) et d) veine de quartz #1 contenant des carbonates, de la pyrite et des filaments de molybdénite (lame D136D3), en LR et en LPNA ; e) pyrite et filaments de molybdénite dans la veine de quartz massive #1 (LR ; lame D137G7) ; f) pyrite avec auréole d'oxydes de fer dans une veine de quartz #2 (LR ; lame D135D3) ; g) veine de quartz-tourmaline #3 (station 137) ; h) veine de tourmaline #4 recoupant une veine de quartz #2 (station 137).

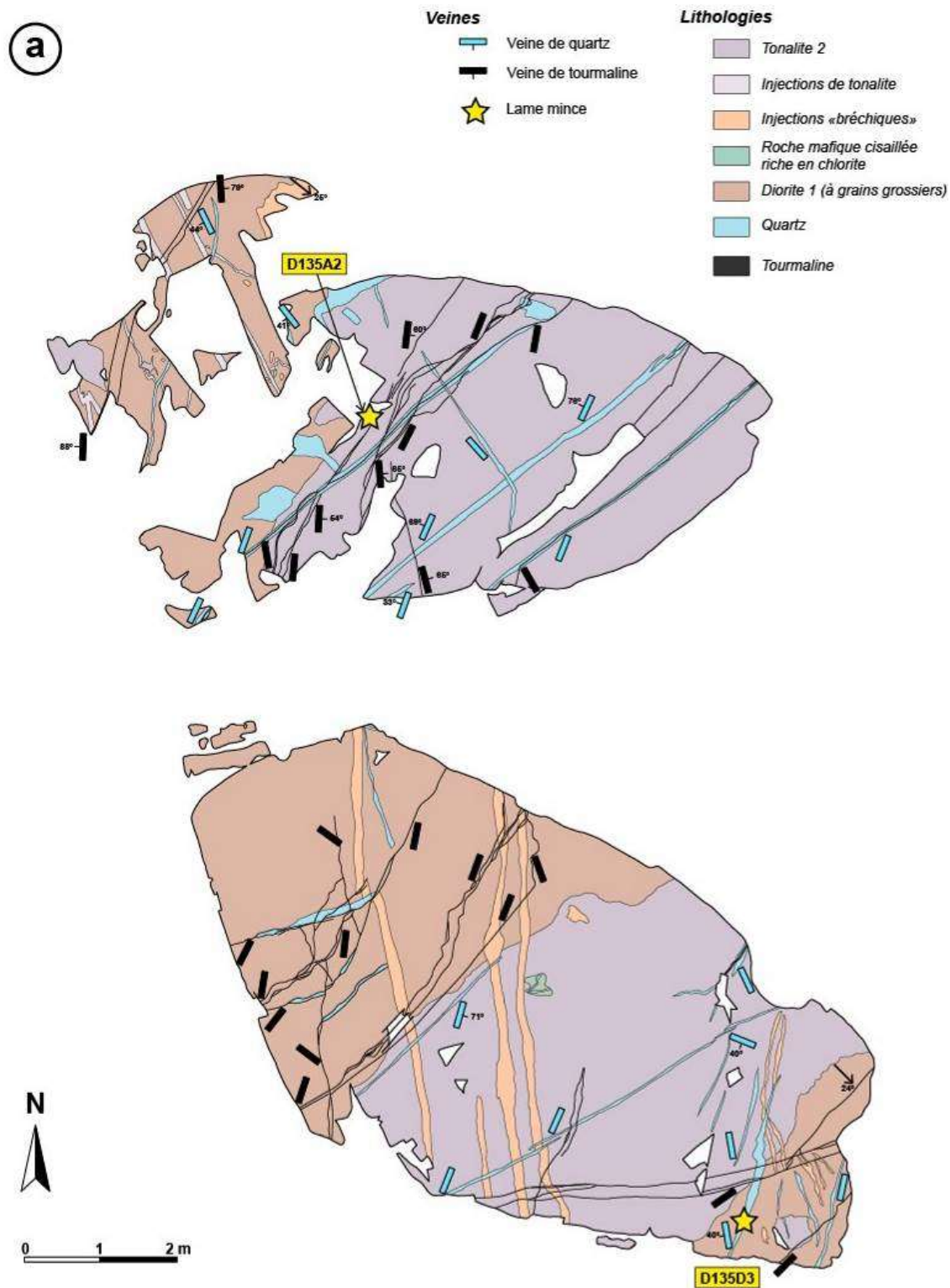


Figure 5.4 – Cartographie des veines sur le décapage 3a de l'indice Moly-Desagné et localisation des lames minces

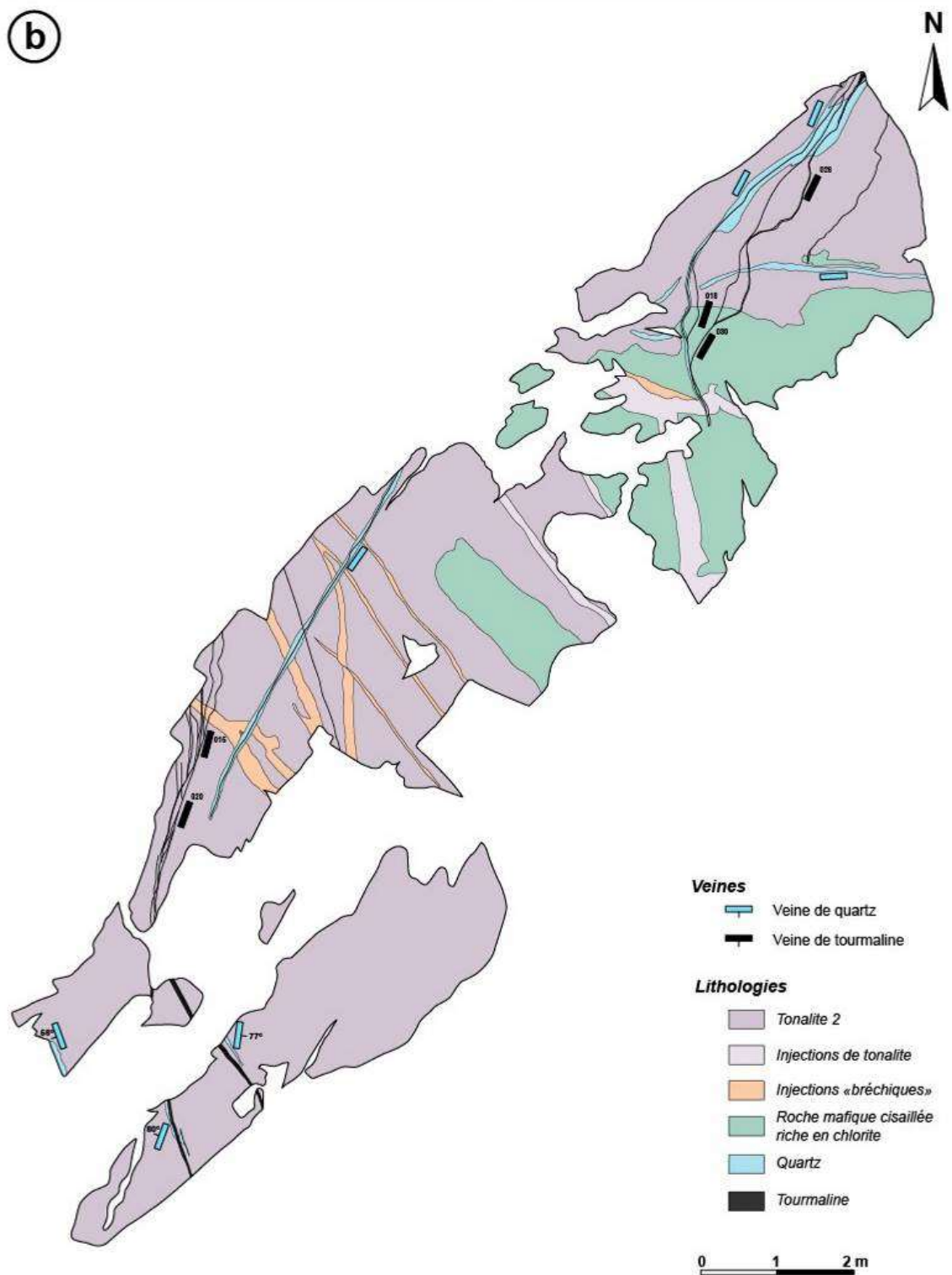


Figure 5.5 – Cartographie des veines sur le décapage 3b de l'indice Moly-Desagné et localisation des lames minces

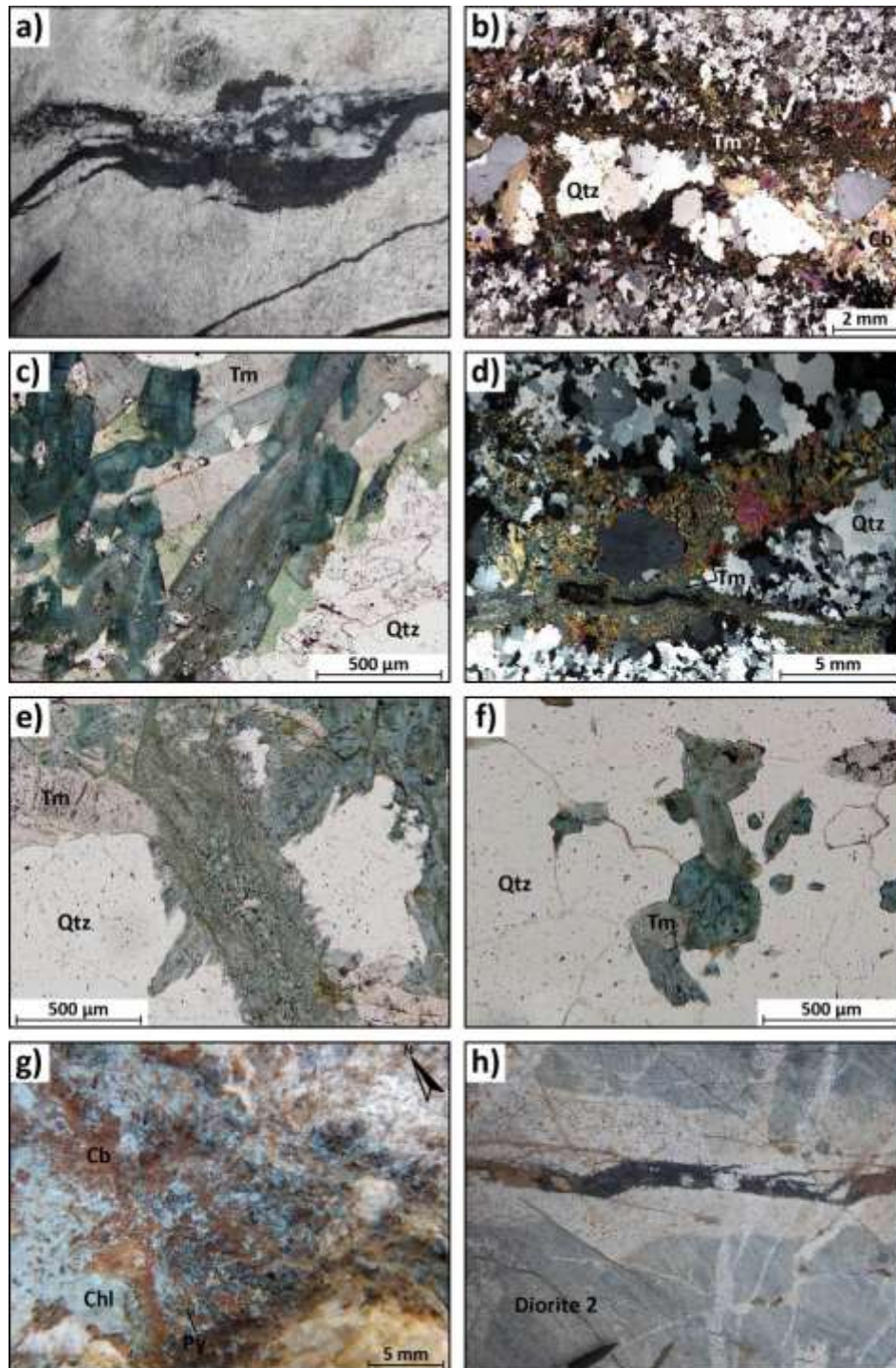


Figure 5.6 – Photographies et microphotographies : a) veine de tourmaline de chronologie 4 réempruntant une veine de quartz de chronologie 2 (station 136) ; b) veines de tourmaline de chronologie 4, associée à des carbonates et du quartz, dans la tonalite 2 (LPA ; lame D135A2) ; c) tourmalines zonées d'une veine de chronologie 4 (LPNA ; lame D135A2) ; d) veine de tourmaline à grains grossier recoupée par une veinule de tourmaline à grains fins (LPA ; lame D137G7) ; e) détail d'une tourmaline recoupée par une veinule de tourmalines plus petites (LPNA ; lame D137G7) ; f) tourmaline à l'interface entre des grains de quartz (lame D137G7) ; g) zone riche en chlorite avec grains de pyrite et de carbonates (station 137) ; h) halo d'altération dans la diorite 2 associé à la tourmaline (station 137).

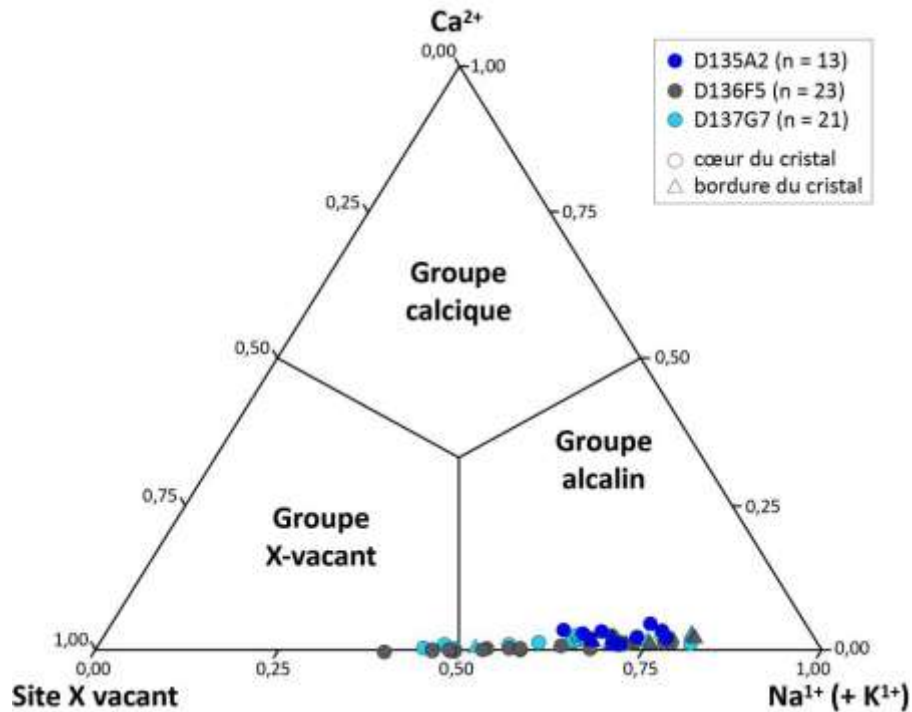


Figure 5.7 – Diagramme ternaire pour la détermination du groupe primaire de tourmaline, basé sur l'occupation dominante du site X (Henry et al. 2011)

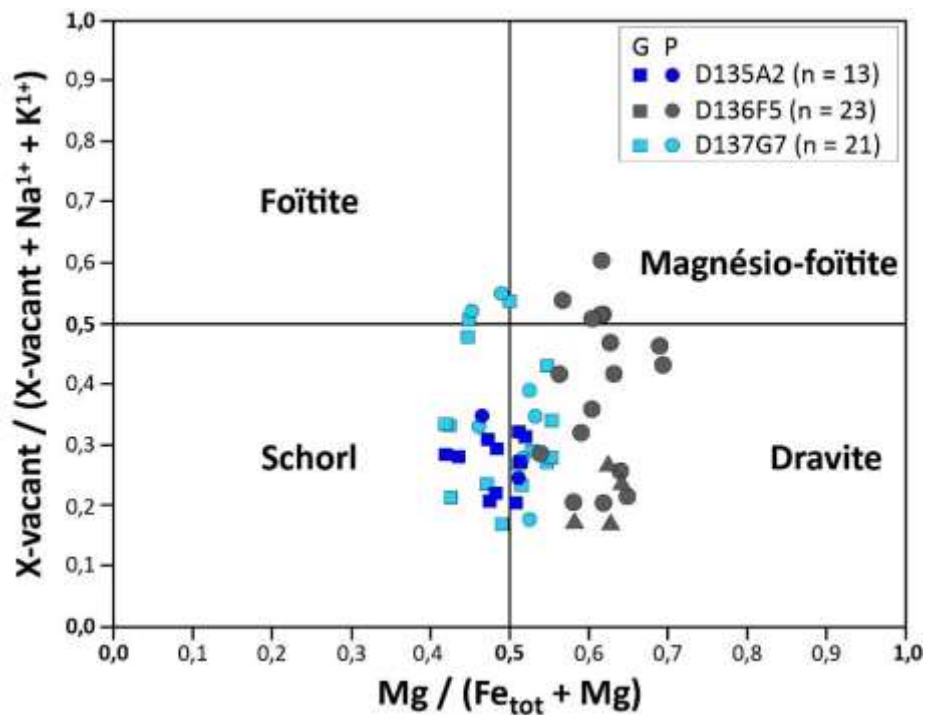


Figure 5.8 – Diagramme de classification pour les tourmalines du groupe alcalin (Henry et al. 2011). Les analyses des cœurs et des bordures des tourmalines sont représentées

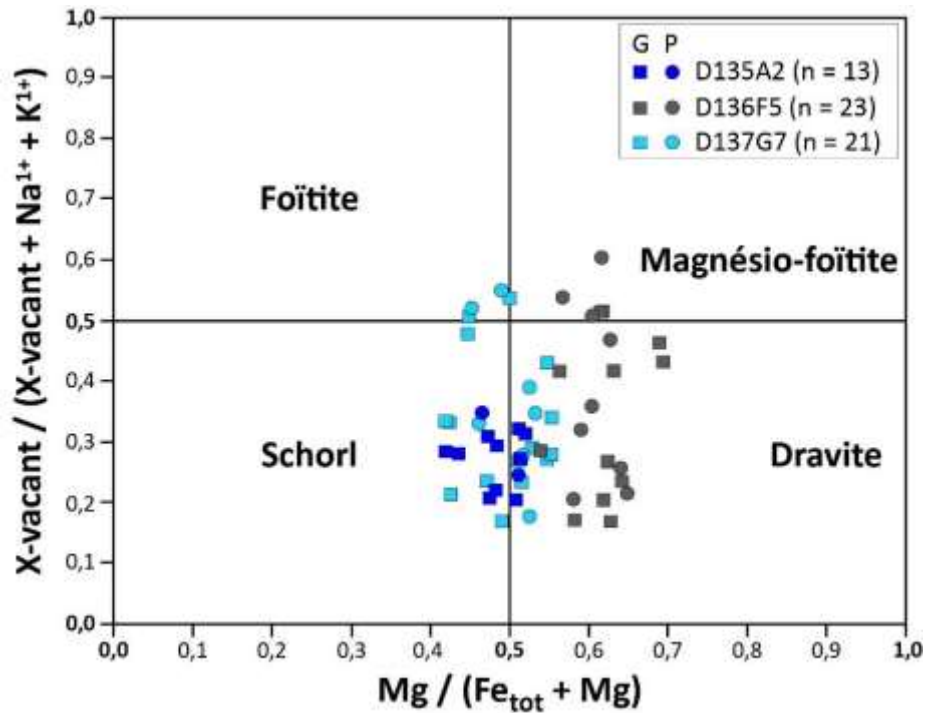


Figure 5.9 – Diagramme de classification pour les tourmalines du groupe alcalin (Henry et al. 2011). Les analyses des grandes tourmalines (G) sont distinguées de celles des petites tourmalines (P) qui recoupent les premières.

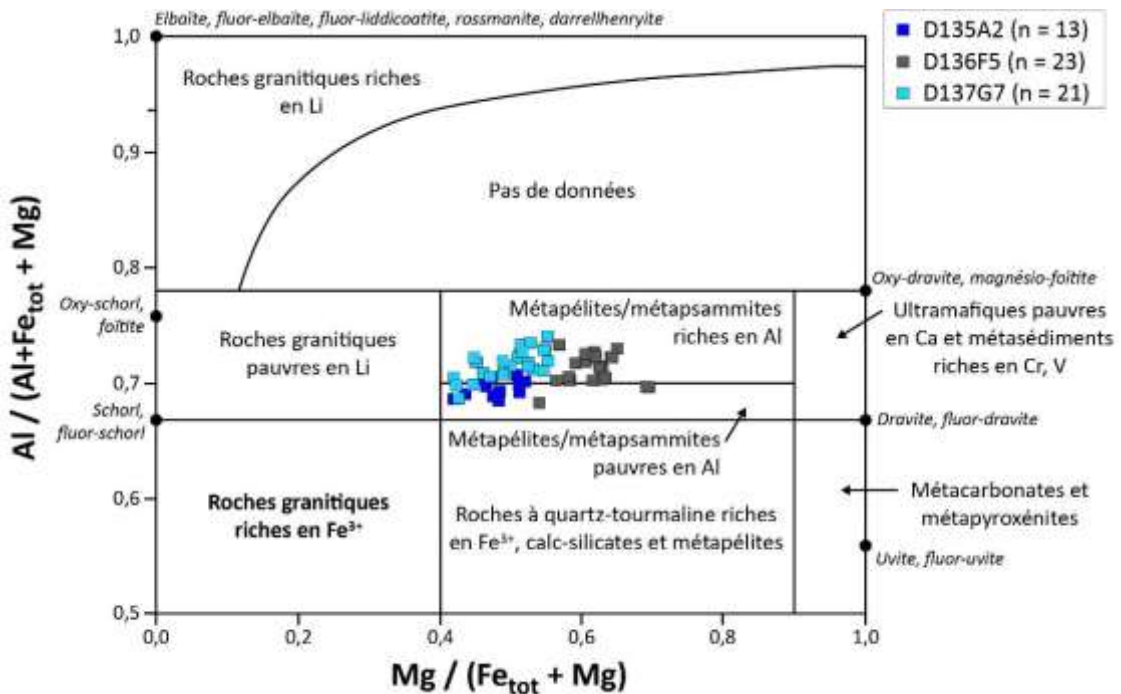


Figure 5.10 – Diagramme corrélant la composition des tourmalines avec le type de roche source, en utilisant le sous-système molaire Al-Fe-Mg. Cette représentation binaire utilise les données originales de Henry et Guidotti (1985) pour définir les limites de champs (Henry et Dutrow 2018)

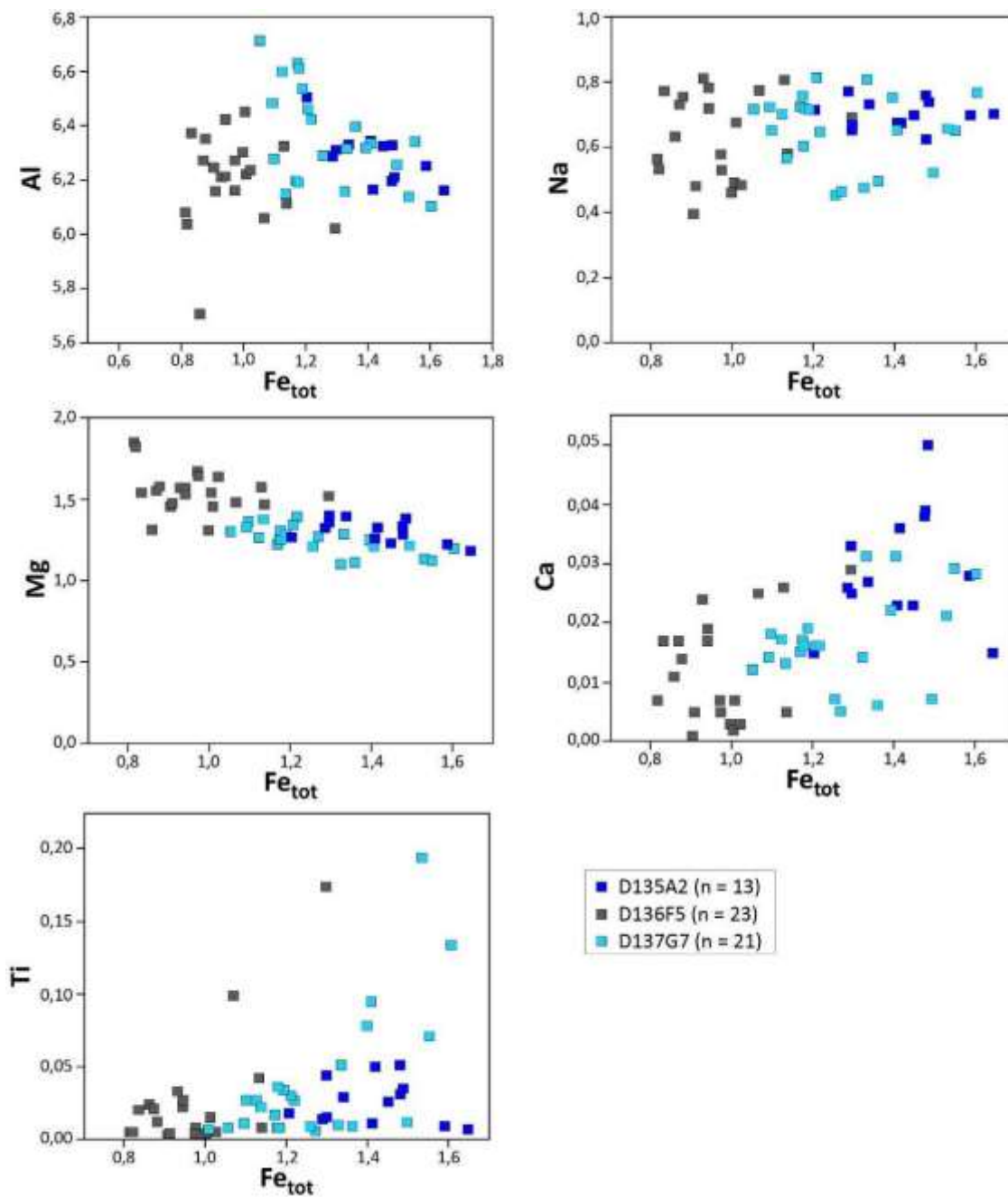


Figure 5.11 – Teneurs en éléments majeurs (Al, Na, Mg, Ca) et traces (Ti) des tourmalines analysées, en fonction de leur contenu en Fe_{total} (mol). Ces diagrammes montrent que les compositions des tourmalines des trois lames sont similaires

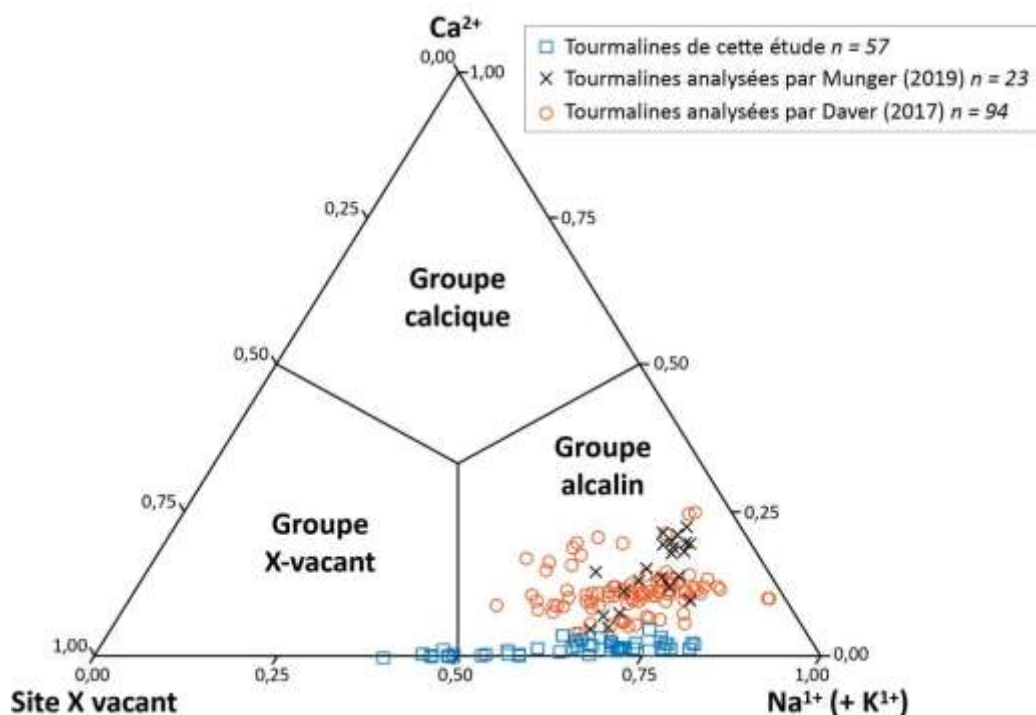


Figure 5.12 – Diagramme ternaire d'occupation dominante du site X (Henry et al. 2011). Les échantillons de cette étude sont comparés à ceux de Munger (2019) pour les tourmalines du gisement de Goldex, et à ceux de Daver (2017) pour les tourmalines des gisements de Beaufor, Lac Herbin, Lamaque et Goldex

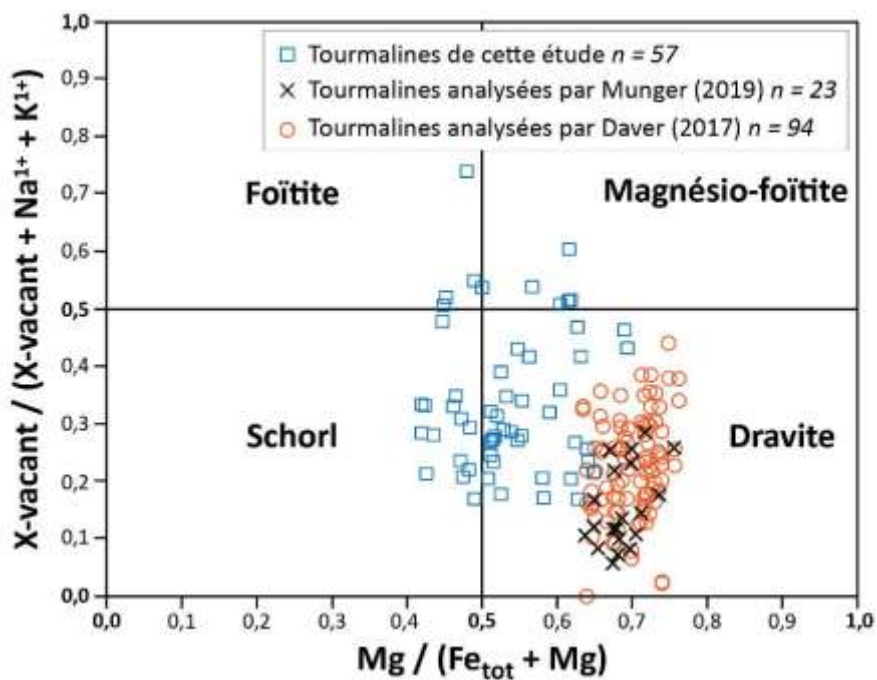


Figure 5.13 – Diagramme binaire de classification des tourmalines du groupe alcalin (Henry et al. 2011). Les échantillons de cette étude sont comparés à ceux de Munger (2019) pour les tourmalines du gisement de Goldex, et à ceux de Daver (2017) pour les tourmalines des gisements de Beaufor, Lac Herbin, Lamaque et Goldex.

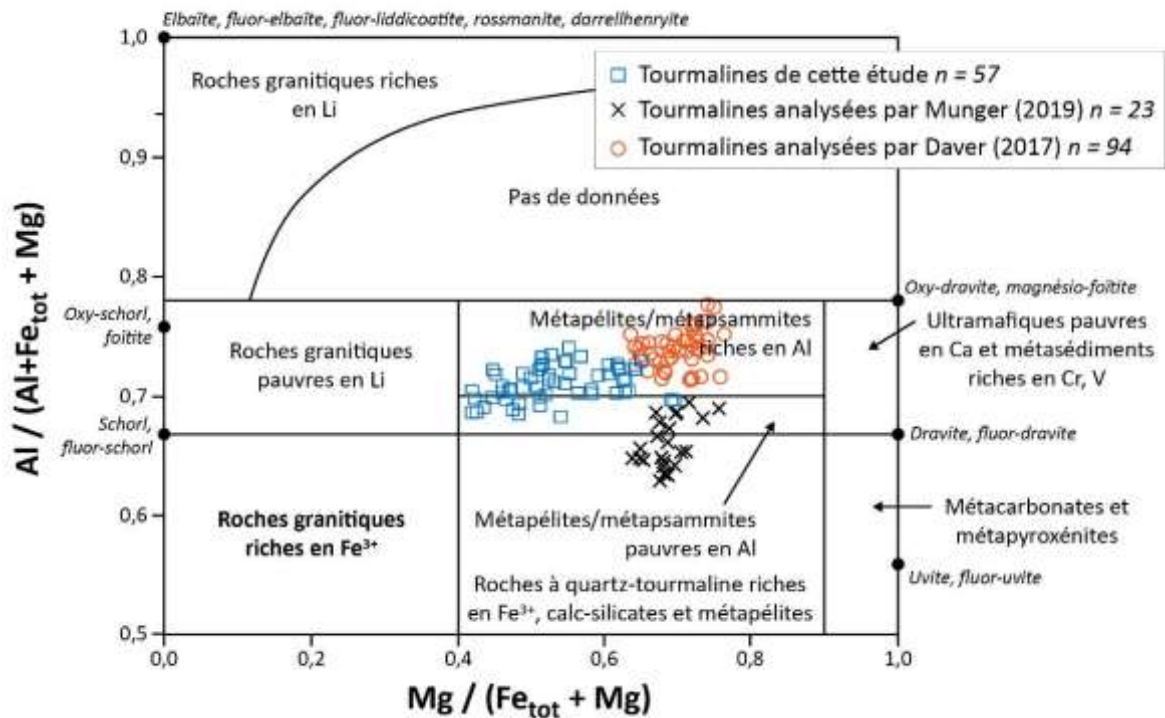


Figure 5.14 – Diagramme corrélant la composition des tourmalines avec le type de roche source, en utilisant le sous-système molaire Al-Fe-Mg. Cette représentation binaire utilise les données originales de Henry et Guidotti (1985) pour définir les limites de champs (Henry et Dutrow 2018). Les échantillons de cette étude sont comparés à ceux de Munger (2019) pour les tourmalines du gisement de Goldex, et à ceux de Daver (2017) pour les tourmalines des gisements de Beaufor, Lac Herbin, Lamaque et Goldex.

CHAPITRE 6

DISCUSSION

6.1 INTRODUCTION

Ce chapitre a pour but de récapituler et d'intégrer les résultats et les interprétations dégagées des quatre chapitres précédents, puis de les discuter afin de répondre aux deux objectifs principaux de cette étude. Ces objectifs sont de déterminer la nature et le mode de mise en place du CEJ, incluant sa relation avec les roches encaissantes, la déformation et le métamorphisme, ainsi que sa relation avec la minéralisation en Mo.

Chaque section de ce chapitre présentera tout d'abord une brève synthèse des résultats et des interprétations des chapitres précédents. Dans la section 6.2, la discussion portera tout d'abord sur la nature, la profondeur et le mode de mise en place du CEJ. Puis, la relation du CEJ avec la minéralisation en Mo ainsi qu'une possible extension du couloir de déformation NO-SE seront étudiés dans la section 6.3. Enfin, dans la section 6.4, l'ensemble des interprétations de ce chapitre permettra de proposer un modèle évolutif pour la mise en place du CEJ et de la minéralisation en Mo.

6.2 PHASES INTRUSIVES ET MISE EN PLACE DU CEJ

Cette section a pour objectif de rappeler les principaux résultats et conclusions dégagées des chapitres précédents, qui seront utilisés afin de discuter de la nature et du mode de mise en place du CEJ.

6.2.1 Réinterprétation des limites et de la géométrie du CEJ

Selon la cartographie du MERN (2018), le CEJ est formé de trois phases intrusives distinctes. Les travaux de terrain des étés 2018 et 2019, couplés aux observations pétrographiques et aux analyses lithogéochimiques, ont permis de préciser la cartographie du CEJ en identifiant 6 phases intrusives principales. Associées aux données de compilation et aux données du SIGEOM (2018), ces nouvelles informations permettent de proposer une nouvelle interprétation des limites et de la

géométrie des phases du CEJ (Figure 6.1). Cette interprétation est appuyée par le levé magnétique (tilt) disponible sur le SIGEOM (2018) et présenté à la Figure 6.2.

Les 6 phases majeures sont formées de magmas calco-alcalins d'après les diagrammes TAS et AFM. Ces phases sont la diorite 1 (granodiorite), la diorite 2 (diorite à quartz), les tonalites 1 et 2 (tonalite), la phase centrale 1 (trondhémite) et la phase centrale 2 (diorite). Les données du CHAPITRE 4 montrent également que ces phases ont des caractéristiques communes avec la suite des TTG archéennes (notamment les tonalites) et la suite des TTD. Les relations de recoupement observées ainsi que la répartition géographique des phases indiquent que les plus anciennes forment la bordure est du CEJ, alors que les plus récentes forment le cœur du complexe.

La carte proposée dans le cadre de cette étude précise la nature et les limites des phases CEJ1, CEJ2 et CEJ3, qui ont été initialement définies par le MERN (SIGEOM 2018). La phase CEJ1 se compose de diorite 1 (granodiorite) et de diorite 2 (diorite à quartz). La limite ouest de cette phase a été déplacée d'environ 2 km vers l'ouest, au-delà de l'indice Moly-Desgagné. La phase CEJ1 est maintenant en contact avec le Pluton d'Anville (Figure 6.1). Les campagnes de terrain ont montré que la Formation de Chrissie n'est pas présente entre les deux intrusions et ont confirmé la position du contact nord entre la phase CEJ1 et la Formation de Chrissie. Le levé magnétique (Figure 6.2) confirme ces limites. Les relations de recoupement entre le Pluton d'Anville et le CEJ n'ont pas été établies.

L'indice Moly-Desgagné est approximativement situé au contact entre les phases CEJ1 et CEJ2. La phase CEJ2 est formée des phases de tonalites 1 et 2. Elle s'étend jusqu'à environ 12 km à l'ouest de la limite précédemment définie par le MERN. Elle englobe à présent la majeure partie de l'intrusion auparavant appelée « Tonalite de l'Est » et d'une partie de l'est du Massif de Lapparent. La nouvelle interprétation a doublé la superficie de la phase CEJ2 (Figure 6.1). Elle s'appuie sur des analyses lithogéochimiques et des descriptions pétrographiques, qui ont montré des similarités entre les roches de la phase CEJ2 et celle de la Tonalite de l'Est et du secteur est du Massif de Lapparent. De plus, le levé magnétique (Figure 6.2) ne montre pas de limite nette entre la phase CEJ2, la Tonalite de l'Est et l'est du Massif de Lapparent. Des affleurements nouvellement identifiés

comme appartenant au Pluton de Rachel ont permis de repousser la limite nord du Pluton de Rachel vers le nord.

La phase CEJ3 est composée de la phase centrale 1 (trondhémite) et de la phase centrale 2 (diorite). Bien que la phase centrale 2 semble être localisée au centre de la phase centrale 1, il a été choisi de représenter ces deux phases sous forme d'un seul ensemble géologique, soit la phase CEJ3. Le nombre d'affleurements restreint, dû à un accès limité (lacs), ne permet pas de montrer que la phase centrale 1 est toujours localisée sur la bordure de la phase CEJ3, dont les limites sont nettement définies sur le levé magnétique (Figure 6.2). La réponse magnétique de la phase CEJ3 est plus élevée que celle de la phase CEJ2. Ces données ont également permis de modifier légèrement la forme de la phase CEJ3, qui s'incurve vers le SO d'après la nouvelle interprétation.

6.2.2 Profondeur de mise en place

Les observations texturales, les assemblages minéralogiques, la nature des minéraux et les résultats des calculs de P-T sur les amphiboles indiquent que les phases du CEJ ont commencé à cristalliser à un niveau crustal profond. La présence d'épidote magmatique dans les 6 phases du CEJ indique un début de cristallisation à des pressions moyennes à élevées (~ 8 kbar). Cela correspond à des conditions de la croûte moyenne à inférieure, soit à une profondeur d'au moins 25 km (Zen et Hammarstrom 1984). Les amphiboles peuvent commencer à cristalliser simultanément, à ces mêmes profondeurs (Bowen 1922 ; Schmidt et Poli 2004 ; Xu et al. 2019). Les phases intrusives contiennent de la hornblende ou de la tschermakite, qui sont stables au faciès des amphibolites (Hyndman 1972 ; Turner 1891). Selon Hynes (1982), la tschermakite indique une pression moyenne à élevée et elle est stable entre 7 et 17 kbar à 800 °C (Oba 2013), soit environ 20 km au minimum (Brown et Hagemann 1995). Les calculs P-T ont montré que les hornblendes de la diorite 2 cristallisent entre 2 et 2,5 kbar et 700 à 750 °C, ce qui correspond à environ 7 à 8 km de profondeur (faciès des amphibolites inférieur). La tschermakite de la phase centrale 2 se forme entre 3 et 5,5 kar et 750 à 800 °C, soit à environ 10 à 19 km de profondeur (amphibolites moyen ; Brown et Hagemann 1995). Ces pressions calculées sont inférieures à celles du champ de stabilité

de la tschermakite selon Oba (2013). Toutefois, les températures calculées sont inférieures à 800 °C, ce qui pourrait expliquer cette variation. Globalement, une augmentation de la pression de 1 à 3 kbar est observée depuis les phases les plus précoces (diorites 1 – 2) vers les phases les plus tardives (phase centrale 2). Plusieurs études ont montré que les plagioclases sodiques cristallisent alors que les amphiboles n'ont pas terminé de cristalliser (Bowen 1922 ; Schmidt et Poli 2004 ; Xu et al. 2019). Cela explique les intercroissances d'amphiboles et de plagioclases observées en lames minces. Toutes les phases du CEJ contiennent des plagioclases dont la composition est $An_{>25}$ (andésine à oligoclase), ce qui est typique des conditions du faciès des amphibolites. Ces minéraux sont principalement primaires, mais certains peuvent avoir recristallisé durant le métamorphisme.

Les données indiquent donc que le magma à l'origine de la diorite 2 est remonté d'environ 17 à 18 km entre la cristallisation des épidotes à 25 km au minimum (Zen et Hammarstrom 1985) et le début de la cristallisation des amphiboles entre 7 et 8 km de profondeur. Dans le cas de la phase centrale 2, le magma est remonté d'environ 6 à 10 km entre la cristallisation des épidotes et le début de la cristallisation des amphiboles à environ 10 à 19 km de profondeur. Au moins trois hypothèses peuvent être formulées pour expliquer ces variations de pressions : 1) le CEJ est enfoui durant la mise en place des phases ; 2) le magma à l'origine de la phase centrale 2 peut avoir poursuivi et terminé sa cristallisation à ce niveau crustal profond (10 à 19 km de profondeur) ; 3) le magma a poursuivi son ascension après la cristallisation des amphiboles, pour se mettre en place à un niveau crustal moins profond (mais toujours dans des conditions P-T du faciès des amphibolites). Les amphiboles auraient alors enregistré les conditions P-T relatives à différents niveaux de stockage et/ou de l'ascension du magma dans la croûte, avant son niveau de mise en place final.

Les enclaves observées dans le CEJ penchent en faveur de cette troisième hypothèse. En effet, les six phases du CEJ contiennent des enclaves de basaltes à macrocristaux de feldspaths appartenant à la Formation d'Obatogamau, métamorphisées au faciès des amphibolites. Les températures calculées à partir des amphiboles de trois enclaves sont inférieures d'environ 200 à 250 °C à celle de la phase du CEJ qui les contient, impliquant qu'elles ont subi un métamorphisme

de contact. Certaines de ces enclaves pourraient provenir des formations des Vents et de Chrissie, qui contiennent également des roches mafiques. La Formation des Vents contient deux unités mafiques formées de basaltes en coussins ou massifs (Mueller et al. 1989 ; Potvin 1991), et la Formation de Chrissie contient des basaltes et des basaltes andésitiques massifs, coussinés ou bréchiques (Mueller et al. 1989 ; Charbonneau et al. 1991). Ces deux formations sont respectivement observées aux contacts sud-est et nord du CEJ. Il est donc possible que certaines enclaves de basalte massif sans macrocristaux de feldspaths appartiennent à l'une ou à l'autre de ces formations anciennes. Les enclaves d'aspect lité (tufs) et de composition mafique à intermédiaire (voir CHAPITRE 3) pourraient également appartenir à l'une ou à l'autre de ces formations.

Ces enclaves montrent que le CEJ se met en place plus tardivement que les formations des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau. Il est possible que la Formation d'Obatogamau continue de se construire lors de la mise en place du CEJ. La Formation des Vents atteint une épaisseur de 2 à 2,5 km (Mueller et al. 1989) tandis que la Formation de Chrissie a une épaisseur minimale de 1,8 km (Charbonneau et al. 1991). L'épaisseur de la Formation d'Obatogamau est estimée à 4 km environ (Leclerc et al. 2017). Ainsi, l'épaisseur totale des dépôts volcaniques lors de la mise en place du CEJ est estimée à plus de 4,3 km jusqu'à 8,3 km au maximum. Cela correspond à des pressions de 1 kbar au minimum, à la base de la Formation d'Obatogamau, jusqu'à 2,5 kbar au maximum, à la base de la Formation des Vents (Brown et Hagemann 1995). Les résultats des calculs de P-T sur les amphiboles des phases du CEJ montrent que ces minéraux se forment entre 2 kbar au minimum (7 km, diorite 2) et 5,5 kbar au maximum (19 km, phase centrale 2). Pour que le CEJ puisse incorporer des enclaves des formations des Vents, de Chrissie et/ou d'Obatogamau, ses phases doivent donc terminer leur cristallisation dans des conditions de plus faibles P et T que celles enregistrées par leurs amphiboles, donc à un niveau crustal plus proche de la surface. Cela indique que les pressions élevées à moyennes enregistrées par les épidotes et par les amphiboles (> 6 kbar) représentent le niveau crustal auquel les différentes phases magmatiques ont commencé à cristalliser. Leur cristallisation a pu continuer durant la remontée des magmas et/ou

dans des chambres magmatiques intermédiaires, et non au niveau crustal auquel le magma a terminé sa cristallisation, soit dans les formations des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau.

Les calculs de P et T réalisés sur les amphiboles ont également montré une légère augmentation des conditions P-T durant la cristallisation des amphiboles (moins de 1 kbar et 40 °C). Une explication possible est un enfouissement du CEJ intervenant vers la fin de la cristallisation de ces minéraux. L'enfouissement pourrait avoir été causé par des mouvements tectoniques (effondrement), ou uniquement par l'accumulation de dépôts volcaniques. Par exemple, bien que le CEJ contienne des enclaves de la Formation d'Obatogamau, il est possible que les basaltes de cette formation continuent de s'épancher lors de la mise en place du CEJ. Toutefois, aucun élément ne permet d'interpréter avec certitude la raison de cet enfouissement. De plus, l'enfouissement devrait avoir eu lieu durant la cristallisation des amphiboles, soit durant un laps de temps relativement court par rapport à l'accumulation de dépôts volcaniques pouvant être à l'origine de l'enfouissement. Une recharge de la chambre magmatique par un autre magma ayant une température plus élevée et de composition chimique légèrement différente de celle du magma à partir duquel ont commencé à cristalliser les amphiboles (plus riche en Al) pourrait expliquer une chimie légèrement différente entre le cœur et la bordure d'un même cristal. Cela peut également expliquer l'augmentation de pression calculée par les géobaromètres d'Anderson et Smith (1995) et Mutch et al. (2016), qui sont respectivement dépendants de la température et de la quantité en Al des amphiboles.

6.2.3 Déformation

Les travaux de terrain ainsi que les données de compilation (Tait 1992 ; Midra et al. 1992 ; Leclerc et al. 2015) montrent que le CEJ a subi deux phases de déformation soulignées par le développement de : 1) une foliation N-S, peu marquée (D_{1-CEJ}); et 2) une foliation principale E-O accompagnée d'un corridor de déformation NO-SE (D_{2-CEJ}). Les trajectoires des foliations sont présentées à la Figure 6.1. Toutes les foliations observées sont marquées par des alignements de minéraux ferromagnésiens (principalement des amphiboles magmatiques, mais aussi de la biotite) observés sur le terrain et en lames minces. Les lames minces montrent également des grains de

quartz allongés avec une extinction roulante. Ces éléments indiquent une déformation à l'état ductile, qui peut avoir lieu pendant ou après la mise en place des phases.

La présence des enclaves de la Formation d'Obatogamau, voire des formations des Vents et de Chrissie, indique que le CEJ se mettrait plutôt en place à un niveau crustal élevé, soit à environ 4,3 à 8,3 km de profondeur au maximum, tel que démontré à la section précédente (6.2.2). La transition entre les domaines de la déformation ductile et cassante est à environ 10 à 18 km de profondeur (selon le gradient géothermique d'Aharonov et Scholz 2019). Le CEJ se mettant en place au-dessus de la transition ductile-cassant, une déformation ductile post-mise en place du CEJ impliquerait que les roches subissent un métamorphisme de haut degré (amphibolites). Aucun indice de déformation ductile n'est observé dans les formations des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau (Leclerc et al. 2017 ; Mueller et al. 1989 ; Potvin 1991). Ces roches volcaniques subissent uniquement un métamorphisme de contact, comme l'attestent les températures de cristallisation des amphiboles métamorphiques (450 à 650 °C) plus faibles que celles des amphiboles magmatiques (voir CHAPITRE 3). Il est donc plus probable que la déformation ductile se soit produite durant la mise en place des phases.

Les foliations N-S (D_{1-CEJ}) ne sont pas observées dans l'ensemble du CEJ. Elles sont uniquement observées dans les phases intrusives, soit au contact entre les différentes phases intrusives, soit en bordure des enclaves de roches mafiques, ainsi que dans le corridor de déformation orienté NO-SE. Ces foliations N-S localisées sont probablement associées à des contraintes locales induites par la mise en place des phases. Le fait qu'elles soient peu exprimées pourrait être le résultat d'une déformation modérée, mais il est plus probable que cette déformation précoce ait été oblitérée par la foliation liée à la seconde phase de déformation (D_{2-CEJ}). Les deux épisodes de déformation sont à caractère ductile et ont lieu durant la mise en place des phases du CEJ.

Le CEJ a une forme allongée selon une direction E-O. Cet allongement est particulièrement visible dans la phase CEJ2, qui montre également une foliation E-O plus marquée que dans les phases CEJ1 et CEJ3. Ces éléments indiquent une mise en place syn-déformation (D_{2-CEJ}). La

foliation E-O, peu marquée dans la phase CEJ1, indiquerait qu'elle se met en place avant ou au début de la phase D_{2-CEJ}. Quant à la phase CEJ3, elle est faiblement déformée, ce qui indiquerait une mise en place vers la fin de la déformation D_{2-CEJ}. L'ouest de la phase CEJ2 montre des foliations différentes : une première famille E-O, et une seconde famille qui semble dessiner un contact au sein de la phase CEJ2. Cela peut être expliqué par une faille NE qui induit ce changement de foliations, ou par deux intrusions de même nature se superposant. Des foliations NE-SO sont également observées dans l'extrême ouest de la phase CEJ2, à proximité de la faille Gwillim. Cette faille pourrait être une faille ancienne ayant joué plus tardivement (Leclerc et al. 2017).

Les variations dans les directions des foliations peuvent s'expliquer par la présence de nombreuses failles et fractures orientées NE-SO et NO-SE. Dans la partie ouest du CEJ, ces failles et fractures peuvent être mises en évidence par les affleurements indiqués « Tonalite 1b ». Il s'agit en effet de tonalite chloritisée par la circulation de fluides hydrothermaux dans des conditions de température des schistes verts (200 – 350 °C). Dans la partie est du CEJ, la zone de déformation NO-SE influe fortement sur les directions des foliations (Figure 6.1).

Une distinction doit être faite entre la phase syntectonique régionale et la déformation enregistrée par le CEJ. La déformation régionale (syntectonique) correspond à une schistosité enregistrée par les roches de sub-surface (dans la pile volcanique et les bassins sédimentaires) dans des conditions des schistes verts. Les plutons syntectoniques ont généralement une forme étirée selon la direction E-O, qui correspond à l'expression de l'épisode de déformation D2 régional (Leclerc et al. 2017 ; Mueller et al. 1989). La période syntectonique (~ 2707 à 2682 Ma ; Chown et al. 1992) a lieu après la période synvolcanique (> 2730 à 2708 Ma ; Chown et al. 1992). A l'inverse, les âges obtenus par datation U-Pb sur zircons pour la diorite 1, la tonalite 2 et la phase centrale 1 (2718,6 ± 5,4 Ma, David 2018) ; 2724,9 ± 1,0 Ma et 2726,0 ± 1,2 Ma, M. Hamilton, non publié, voir ANNEXE H) sont typiques des plutons synvolcaniques. Ces datations ainsi que la présence d'enclaves de la Formation d'Obatogamau confirment une mise en place synvolcanique du CEJ, comme ce qui avait été proposé par Chown et al. (2002). Cela diffère de l'interprétation de Tait (1992), qui proposait la mise en place d'une première phase durant la période synvolcanique et la

mise en place des autres phases durant la période syntectonique. L'auréole de métamorphisme de contact autour du CEJ, oblitérée et rétrogradée au faciès de schistes verts par le métamorphisme régional (Tait 1992), appuie une mise en place synvolcanique. Si le CEJ s'était mis en place durant ou après la période syntectonique, son auréole de métamorphisme de contact serait mieux développée. Donc, la déformation enregistrée par le CEJ se produit en profondeur et durant sa mise en place (D_{1-CEJ} et D_{2-CEJ}), soit durant la période synvolcanique et avant la période syntectonique. L'expression des déformations D_{1-CEJ} et D_{2-CEJ} (ductiles) de la période synvolcanique résulte ainsi de l'exposition actuelle du CEJ au niveau des schistes verts. Les orientations E-O des foliations associées à l'épisode de déformation D_{2-CEJ} sont similaires à celles observées pour la phase de déformation D2 régionale (syntectonique ; Leclerc et al. 2017 ; Mueller et al. 1989). Par contre, les foliations associées à l'épisode D_{2-CEJ} seraient un héritage structural à dissocier de l'événement tectonique D2.

6.2.4 Les phases intrusives du CEJ et les principaux types de roches archéennes

6.2.4.1 Hétérogénéité chimique des phases du CEJ

Cette section vise à discuter de l'appartenance des phases du CEJ à l'un ou à l'autre des principaux types de roches intrusives des CRV archéennes à partir des résultats et des interprétations présentées dans la section précédente. Les principaux types d'intrusions sont : 1) les complexes lités ayant une affinité tholéiitique, 2) la suite des tonalites-trondhjémites-granodiorites (TTG), et 3) la suite des tonalites-trondhjémites-diorites (TTD ; Nebel et al. 2018 ; Windley et al. 1981).

Les observations de terrain montrent que le CEJ ne correspond pas à une intrusion litée. La présence de tonalites, de trondhjémites, de diorites et de granodiorites indique le CEJ appartiendrait à une suite TTD et/ou TTG. Une définition chimique des suites TTG a été donnée par Moyen et Martin (2012). La suite des TTD comprend des roches moins différenciées que celles des TTG et ont une source différente (Martin et al. 2005). Cependant, la revue de la littérature présentée au CHAPITRE 1 indique que la différenciation des TTG a été peu étudiée. Ainsi, les

critères énumérés par Moyen et Martin (2012) pourraient être trop restrictifs pour couvrir l'ensemble des variations chimiques observées dans les 6 phases du CEJ.

La nature de la source du magma ainsi que la différenciation magmatique peuvent être à l'origine de l'hétérogénéité chimique observée dans le CEJ. L'influence de ces deux paramètres sur la chimie des phases du CEJ est discutée dans la suite de cette section.

6.2.4.2 Source des magmas et différenciation

Les contenus en éléments majeurs et en ETR des suites TTG sont habituellement interprétés comme étant influencés par la nature de leur source et par les conditions de fusion partielle (Moyen et Stevens 2006 ; Moyen et Martin 2012). Les roches de cette suite sont issues de la fusion partielle de basaltes hydratés (Moyen et Martin 2012). La fusion partielle a lieu à haute pression, où le basalte est métamorphisé et correspond soit à une amphibolite à grenats (cas le plus fréquent), soit à une éclogite. Les grenats contenus dans ces roches, qui sont des résidus de fusion partielle, piègent les ETR lourds et les retiennent dans la source. Cela produit des magmas appauvris en ETR lourds. De même, la présence de titanates dans le résidu de fusion partielle induit des anomalies négatives marquées en Nb, Ta et Ti (Moyen et Martin 2012).

Les tonalites (tonalites 1 et 2) et les granodiorites (diorite 1) de cette étude sont appauvries en ETR lourds, ont des patrons d'ETR très fractionnés et montrent de fortes anomalies négatives en Nb, Ta et Ti (voir section 4.5). Comme présenté ci-dessus, ces éléments sont compatibles avec une source mafique (basalte) métamorphisée et contenant des grenats et des titanates, ce qui est appuyé par des caractéristiques chimiques comparables à celles des suites TTG classiques (Moyen et Martin 2012). Les appauvrissements en ETR des tonalites du CEJ sont moins marqués que pour les TTG issues de la fusion partielle d'éclogites étudiées par Moyen et Martin (2012). La source des phases du CEJ est donc probablement des amphibolites à grenats. De plus, la phase trondhjémitique du CEJ (phase centrale 1) est légèrement moins fractionnée et appauvrie en ETR lourds que les tonalites. Les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti sont également moins marquées. La source des trondhjemites devrait correspondre à des éclogites, ce qui impliquerait un appauvrissement en ETR plus marqué que dans le cas des tonalites. Or, l'inverse est observé pour

les trondhjémites de cette étude, ce qui indiquerait plutôt que les trondhjémites sont issues de la différenciation des phases tonalitiques et que ces deux types de roches définissent une série « TT ».

Les phases dioritiques du CEJ (diorite 1, diorite 2 et phase centrale 2) sont plus enrichies en ETR lourds, sont moins riches en SiO_2 et ont des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti moins marquées que celles observées pour les tonalites et la trondhjémite (voir section 4.5). Les contenus en éléments majeurs des diorites, des tonalites et des trondhjémites représentés sur les diagrammes de Harker montrent un alignement (voir section 4.4). Le contenu en éléments majeurs de ces roches pourrait suggérer une évolution par cristallisation fractionnée depuis les phases dioritiques vers les phases tonalitiques, puis trondhjémiques. Les travaux de Liou et Guo (2019) montrent que la cristallisation fractionnée d'amphiboles et d'apatite permet effectivement de faire évoluer des diorites vers des tonalites et des trondhjémites. Le contenu en ETR légers diminue depuis les diorites vers les trondhjémites tandis que le contenu en ETR lourds augmente. Une anomalie positive en Eu apparaît également et est de plus en plus marquée depuis les diorites vers les trondhjémites. Dans le cas du CEJ, on n'observe pas de variations majeures du contenu en ETR légères entre les diorites, les tonalites et les trondhjémites, et la majorité des échantillons analysés ont également une anomalie négative en Eu. Ces éléments indiquent que le mécanisme de cristallisation fractionnée d'apatite et d'amphibole ne peut être appliqué au CEJ. La différence de contenu en ETR lourds entre les phases dioritiques et tonalitiques-trondhjémiques serait difficile à expliquer grâce à la cristallisation fractionnée d'amphibole et d'apatite seule. Il reste possible que le fractionnement d'apatite et/ou de titanite, même en faibles quantités, aient modifié les contenus en ETR des différents groupes de roches. Ceci supporte l'hypothèse de l'évolution des phases dioritiques vers les phases tonalitiques-trondhjémiques. La faible diminution du contenu en Al observée entre ces groupes de roches pourrait quant à elle être expliquée par la cristallisation des feldspaths (plagioclases, puis alcalins). Il reste plus probable que les diorites (diorites 1 et 2 et phase centrale 2) ainsi que les tonalites et les trondhjémites (tonalites 1 et 2, et phase centrale 1) de cette étude soient issues de deux sources différentes. Une source possible pour les phases dioritiques serait ultramafique, ou en partie ultramafique (roche mantelliques), ce qui expliquerait les

patrons d'ETR peu fractionnés et le contenu relativement faible en SiO_2 . Il pourrait par exemple s'agir d'un magma dont la source serait une roche mantellique (par exemple, péridotite) métasomatisée par un magma possiblement de type TTG, comme cela a été proposé pour d'autres intrusions (Martin et al. 2005). Il est toutefois possible que le groupe des diorites ait subi de la cristallisation fractionnée, ce qui expliquerait les légères variations des contenus en ETR au sein de ce groupe.

Les granodiorites pourraient être issues: 1) de la cristallisation fractionnée de tonalite, puis de trondhjémite ; ou 2) de la cristallisation fractionnée des diorites. Les granodiorites de cette étude sont plus riches en SiO_2 que les trondhjémites et les tonalites. La représentation du contenu en éléments majeurs des tonalites, des trondhjémites et des diorites sur les diagrammes de Harker montre un alignement qui pourrait correspondre à une LLD (voir section 4.4). Les granodiorites pourraient donc être le produit de la différenciation des tonalites, puis des trondhjémites. Le taux de fractionnement de ces roches globalement similaire appuierait cette hypothèse (voir section 4.5). Toutefois, les relations de terrain indiquent que la mise en place de la granodiorite est antérieure à celle des tonalites et de la trondhjémite. Les phases du CEJ se mettant en place en un laps de temps relativement court (~ 1 à 3 Ma), il est resté possible que la granodiorite soit issue de la différenciation de la trondhjémite. Si les magmas sont contenus dans des chambres magmatiques intermédiaires (c'est-à-dire, à un niveau crustal inférieur au niveau de mise en place final), alors différentes injections issues d'une même chambre magmatique pourraient expliquer les relations de terrain observées.

6.2.4.3 Profondeur de fusion partielle des tonalites et des trondhjémites

Jusqu'à récemment, l'hétérogénéité géochimique des TTG était principalement expliquée par la composition de leur source ainsi que par les conditions de fusion partielle (pression principalement). Les magmas à l'origine des TTG sont générés par fusion partielle d'une source basaltique à des pressions variant entre 10 et 25 kbar (amphibolite à grenats à éclogite). Plusieurs critères peuvent être utilisés afin d'estimer les conditions de pressions auxquelles sont générés les magmas des suites TTG (Moyen et Martin 2012 ; Moyen et Stevens 2006).

Comme au CHAPITRE 4, les roches sont séparées en : 1) un premier ensemble où $\text{SiO}_2 > 64$ wt%, correspondant aux suites TTG telles que définies par Moyen et Martin (2012), et qui correspond aux phases tonalitiques et trondhjémiques du CEJ, interprétées comme une série « TT », et aux granodiorites ; et 2) un second ensemble où $\text{SiO}_2 < 64$ wt%, qui correspond à des diorites (Martin et al. 2005). Les critères d'estimation des conditions de pression auxquelles sont générées les magmas sont développés pour la suite des TTG, et seront donc appliqués uniquement aux groupes de roches pour lequel $\text{SiO}_2 > 64$ wt%, et qui pourraient correspondre à une série « TT ». Les critères devraient uniquement être appliqués aux tonalites, car elles sont plus proches du magma primitif dans le cas de cette étude, où il est proposé que les trondhjémites sont générées par la cristallisation fractionnée des tonalites. Ils seront cependant également appliqués aux trondhjémites afin de voir s'il existe des similitudes avec les conditions de pression auxquelles sont générés les magmas tonalitiques, appuyant donc que les trondhjémites sont issues du même magma que les tonalites.

Les quantités de Al_2O_3 et de Yb (ppm) ainsi que les ratios Sr/Y et Lu/Hf des roches sont utilisés par Moyen et Martin (2012) pour déterminer si la fusion partielle a eu lieu à basse pression (10 kbar), à pression moyenne (10 à 20 bar) ou à haute pression (plus de 20 kbar). Les valeurs de chacun de ces critères sont résumées dans le Tableau 6.1 A et comparées avec les valeurs moyennes pour les roches de cette étude. Le Tableau 6.1 A montre que les critères de Moyen et Martin (2012) ne permettent pas d'établir une profondeur de fusion partielle avec certitude. En effet, pour un même groupe de roches, les critères donnent des pressions différentes. Par exemple, pour la tonalite 1, le contenu en aluminium indiquerait des pressions basses, le contenu en Yb des pressions élevées, le ratio Sr/Y des pressions moyennes ou élevées, et le ratio Lu/Hf des pressions élevées. Le fait que les différents critères ne définissent pas un unique intervalle de pression pour chaque groupe de roches pourrait être lié à l'hétérogénéité de la source, à des variations de température au moment de la fusion partielle, mais aussi à des processus magmatiques tels que la différenciation et qui modifieraient la chimie du magma.

Le contenu en Sr, Yb_N, l'anomalie en Eu et le ratio Nb/Ta des roches peuvent également donner des indications sur la pression à laquelle se produit la fusion partielle. En particulier, le ratio Nb/Ta

est très sensible à la pression. C'est un indicateur de la stabilité du rutile, qui est stable à partir de pressions inférieures à 15 kbar quelle que soit la température (Moyen et Stevens 2006). C'est également le proxy le moins affecté par la cristallisation fractionnée, car le Nb et le Ta sont principalement contenus dans le rutile (TiO_2), qui cristallise tôt, et qu'il n'y a pas de phases majeures incorporant préférentiellement le Nb ou le Ta (Moyen et Stevens 2006). Toutefois, le contenu en Nb et en Ta des roches, donc le ratio Nb/Ta, reste sensible à la composition de la source. Celle-ci peut contenir des quantités variables de Ti, donc de phases riches en Ti de natures différentes, qui incorporent le Nb et le Ta. Les valeurs de ces critères sont regroupées dans le Tableau 6.1 B, ce qui permet de les comparer à la moyenne des valeurs pour les roches de cette étude. Il est à noter que les valeurs des critères de Moyen et Stevens (2006) correspondent aux cas extrêmes des suites TTG, soit les magmas générés aux plus basses pressions (~ 10 kbar) et les magmas générés aux plus hautes pressions (20 à 25 kbar). Les magmas peuvent aussi se former à des pressions intermédiaires.

Le contenu en Sr des quatre phases du CEJ avec un contenu en $\text{SiO}_2 > 64 \text{ wt\%}$ indiquerait que le magma a été produit à basse pression. Les contenus en Yb_N et les anomalies en Eu donnent des indications contradictoires et ne permettent pas de conclure sur un magma généré à basse ou à haute pression. Le Sr, le Yb et le Eu sont fortement influencés par des processus magmatiques, comme la cristallisation fractionnée de plagioclases. Ils pourraient ne pas refléter uniquement les conditions de la fusion partielle. En revanche, le rapport Nb/Ta est peu affecté par la cristallisation fractionnée. Il montre des valeurs proches de 10 pour les tonalites et les trondhjémites du CEJ, ce qui correspond à une fusion partielle à basse pression (~ 10 kbar).

Selon la revue de la littérature de Moyen et Martin (2012), les magmas générés à faible pression (10 à 20 kbar) formeront des TTG plus calciques (tonalites) que des magmas formés à haute pression, qui seront plus sodiques (trondhjémites). Les critères de Moyen et Martin (2012) ne permettent pas d'indiquer si les magmas à l'origine des tonalites de la zone étudiée sont générés à plus basse pression que ceux à l'origine des trondhjémites. En revanche, selon les critères de Moyen et Stevens (2006), les tonalites (tonalites 1 et 2) et la trondhjémite (phase centrale 1) seraient issues d'un magma généré à basse pression. Par conséquent, l'hypothèse choisie est celle

d'une fusion partielle à relativement faible pression, qui aurait généré les tonalites. La trondhjemite proviendrait ensuite de la cristallisation fractionnée de ce magma tonalitique.

6.2.4.4 Synthèse

Les différentes phases du CEJ peuvent avoir cristallisé à partir de deux magmas parentaux différents : 1) un magma qui serait à l'origine des phases dioritiques, dont la source pourrait être un manteau métasomatisé par un magma de type TTG ; et 2) un deuxième magma, différent, qui serait à l'origine des tonalites et des trondhjemites, et dont la source serait mafique et contiendrait des grenats et des titanates (amphibolites). Il est possible que les processus de différenciation magmatique (cristallisation fractionnée) aient joué un rôle important dans la formation de la trondhjemite, qui serait issue de la différenciation des tonalites. La granodiorite serait ensuite issue de la différenciation de la trondhjemite. Les diorites ont également subi un certain degré de différenciation.

Même si la profondeur de fusion partielle des tonalites et des trondhjemites de l'étude est difficile à estimer, ces phases appartiennent à la partie « TT » des suites TTG selon les critères de Moyen et Martin (2012). Les granodiorites (diorite 1) sont peu représentées par rapport aux diorites (diorite 2 et phase centrale 2). Ces lithologies ont été observées sur 4, 22 et 16 affleurements respectivement. En termes de volume, les phases dioritiques sont plus abondantes que les phases granodioritiques. Cela rapprocherait plutôt le CEJ de la suite des TTD archéennes, moins riche en SiO_2 que la suite des TTG définie par Martin et al. (2005). Situé dans la même région, le Pluton de Chibougamau a longtemps été considéré comme appartenant à la suite des TTG, mais les travaux de Mathieu et Racicot (2019) ont permis de montrer que ce pluton appartiendrait plutôt à la suite des TTD. Les dimensions du CEJ et du Pluton de Chibougamau impliquent un grand volume de magmas. Les magmas des suites TTD semblent ainsi être abondants dans la région de Chibougamau.

6.2.5 Mise en place du CEJ

6.2.5.1 Hypothèse du diapirisme

Le diapirisme Burov et al. (2003) est le modèle le plus couramment utilisé afin d'expliquer la mise en place d'intrusions magmatiques dans la croûte. Ce mode d'ascension est contrôlé par la viscosité du magma, qui augmente avec son refroidissement, et par les propriétés des roches traversées par le magma. Le magma remonte grâce à un contraste de densité avec les roches qu'il traverse, et aussi grâce à la capacité des roches encaissantes à se déformer de façon ductile pour permettre l'ascension du diapir. L'ascension du diapir a pour effet de rebrousser les unités encaissantes sur les bordures de l'intrusion (Burov et al. 2003 ; Vigneresse et Clemens 2000). Le modèle du diapirisme permet d'expliquer la présence de formations plus anciennes que la Formation d'Obatogamau au contact avec le CEJ. Celles-ci sont pincées entre le CEJ et la Formation d'Obatogamau. Les formations des Vents (au sud) et de Chrissie (au nord) pourraient ainsi être remontées sur le bord du diapir lors de son ascension dans ces formations et dans celle de la Formation d'Obatogamau. Le modèle de mise en place du CEJ proposé par Tait (1992) invoque ce mécanisme de diapirisme.

Toutefois, le mécanisme d'ascension des magmas par diapirisme depuis la croûte inférieure vers la croûte supérieure est sujet à controverse (Vigneresse et Clemens 2000). Il a été démontré que l'ascension du magma par diapirisme est possible, mais uniquement à un niveau crustal profond (croûte inférieure). La chaleur y est suffisamment élevée pour que l'encaissant subisse une déformation ductile assez rapide pour permettre la remontée du magma par contraste de densité avec son encaissant. Au contraire, dans la croûte supérieure, le comportement des roches encaissantes est cassant et le magma, refroidi et partiellement cristallisé, est plus visqueux et ne peut pas poursuivre son ascension de cette manière (Vigneresse et Clemens 2000).

La mise en place des phases du CEJ par diapirisme est possible, mais à partir de 14 à 21 km de profondeur au minimum (Vigneresse et Clemens 2000). Cela ne correspond pas aux conditions enregistrées par la diorite 2, dont les amphiboles ont commencé à cristalliser entre 7 et 8 km de profondeur environ (faciès des amphibolites inférieur). Les amphiboles de la phase centrale 2 ont

commencé à cristalliser entre 10 et 19 km de profondeur (faciès des amphibolites moyen), ce qui pourrait correspondre à un niveau ductile, d'autant plus que le gradient géothermique était plus élevé à l'Archéen (Condie et al. 2016). Toutefois, comme montré précédemment (voir section 6.2.2), les conditions P-T enregistrées par les amphiboles ne reflètent pas nécessairement les conditions de cristallisation totale du magma. De plus, les séquences volcaniques recoupées par ces diapirs devraient avoir eu un comportement ductile pour pouvoir être reboussées sur les bordures du diapir. Aucun indice de déformation ductile n'a été observé dans les formations des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau (Leclerc et al. 2017 ; Mueller et al. 1989 ; Potvin 1991), qui ont uniquement subi un métamorphisme de contact. Également, les observations ont montré que les 6 phases intrusives du CEJ ne se sont pas mises en place exactement en même temps. L'hypothèse de la mise en place du CEJ par diapirisme est donc à exclure. Un autre mécanisme serait responsable de la mise en place de l'intrusion polyphasée.

6.2.5.2 Hypothèse de l'ascension le long de failles et de fractures

Un autre modèle d'ascension peut être proposé pour la mise en place des magmas dans la croûte supérieure : la propagation du magma sous forme de dykes, le long de fractures. Dans ce modèle, l'ascension du magma est contrôlée par ses propriétés intrinsèques. Il s'agit principalement du contraste thermique avec l'encaissant, de la viscosité du magma et de son taux d'écoulement volumétrique, ce dernier influant sur la pression du magma dans les dykes (Petford et al. 1994 ; Vigneresse et Clemens 2000 ; Vigneresse 2006). Or, la viscosité du magma augmente lorsqu'il refroidit. Les travaux de Petford et al. (1994) et de Vigneresse et Clemens (2000) démontrent qu'un mécanisme d'ascension dépendant uniquement des propriétés du magma est lent. Par conséquent, l'ascension du magma peut être stoppée lorsqu'il devient trop visqueux. Un paramètre externe au magma doit intervenir afin de lui permettre de remonter plus rapidement, et donc de conserver une température suffisamment élevée, pour pouvoir remonter dans la croûte supérieure. Ce paramètre est la déformation.

La déformation régionale provoque l'ascension des magmas dans des zones étroites (fractures, dykes) où de fortes contraintes sont localisées (Petford et al. 1994 ; Vigneresse et Clemens 2000). Ce mode d'ascension peut être proposé pour tous les environnements tectoniques (extensif,

décrochant, compressif, etc.). La déformation régionale, et plus précisément les cisaillements, crée des zones d'extension locales et de basse pression, permettant l'infiltration de magmas. Comme la déformation n'est pas constante, cela conduit à une mise en place épisodique de volumes variables de magmas aux caractéristiques chimiques variables (Petford et al. 1994 ; Vigneresse et Clemens 2000).

Un grand nombre de plutons sont formés par l'amalgamation de plusieurs petites intrusions de chimies variables. Ces injections successives de magmas indiquent un système dynamique, où le magma est acheminé par des fractures sous l'effet de la déformation. La déformation régionale permet de déplacer rapidement l'encaissant le long de failles majeures. Cela crée des espaces propices à l'injection d'importants volumes de magmas et accélère leur ascension. Ce mode d'ascension des magmas, pendant un épisode de déformation, permet d'assembler des plutons volumineux en relativement peu de temps (10 000 à 100 000 ans) et permet d'expliquer la nature polyphasée de nombreuses intrusions (Glazner et al. 2004 ; Petford et al. 2000 ; Clemens et Mawer 1992). Un flux important de magma pourrait également provoquer une ascension rapide le long de failles et de fractures.

La déformation régionale peut donc exercer une influence sur la mise en place des plutons. Par exemple, en Abitibi, la phase de coulissage dextre (phase D2) des failles NO-SE et E-O contrôle la mise en place des plutons syntectoniques, qui ont généralement de faibles volumes et sont de forme allongée (Chown et Daigneault 1994 ; Cruden et Launeau 1994 ; Chown et al. 1992 ; Chown et al. 2002). Ainsi, les failles majeures jouent un rôle capital dans l'ascension et la mise en place des magmas. Le Pluton de Houghton est un exemple de pluton dont la mise en place, à une pression d'environ 4,2 kbar, est associée à une faille (Chown et al. 2002). Ce pluton est situé dans le Massif de Lapparent, à environ 35 km à l'ouest du CEJ. Le Massif de Lapparent est constitué d'au moins huit plutons distincts dont fait partie le CEJ, qui est polyphasé. La concentration d'autant de plutons de chimies différentes dans ce secteur permet de supposer l'existence de discontinuités planaires majeures ayant canalisé d'importants volumes de magmas. Ceux-ci peuvent être remontés le long de ces discontinuités : 1) en raison de flux importants de magmas ; 2) sous l'effet de la déformation ; ou 3) par la combinaison des deux facteurs précédents. Il faut souligner que le

CEJ est d'âge synvolcanique. Si la déformation est impliquée dans la remontée des magmas, alors elle n'est pas à associer à la phase D2 régionale. Elle serait plutôt liée à l'épisode de déformation D_{1-CEJ} et/ou à l'épisode D_{2-CEJ}.

Les âges obtenus par David (2018) et Hamilton (non publié) sur les phases du CEJ indiquent que la durée de mise en place du CEJ serait de 15 Ma au maximum, en tenant compte des marges d'erreur maximales des trois âges (diorite 1 : $2718,6 \pm 5,4$ Ma ; tonalite 2 : $2724,9 \pm 1,0$ Ma ; phase centrale 2 : $2726,0 \pm 1,2$ Ma). Toutefois, l'âge obtenu pour la diorite 1 a une marge d'erreur élevée. En tenant compte de cette marge d'erreur, les phases du CEJ se seraient plutôt mises en place durant une période de temps restreinte, d'environ 1 à 3 Ma. L'injection rapide des volumes de magmas constituant le CEJ est compatible avec une ascension le long de structures majeures. La déformation syn-mise en place des phases du CEJ (discutée à la section 6.2.1) pourrait indiquer que la mise en place, mais aussi l'ascension des magmas, a lieu sous l'effet de la déformation. Une étude plus approfondie permettrait de valider cette seconde hypothèse.

6.2.5.3 Conduits d'alimentation potentiels

Le mode de mise en place du CEJ implique l'ascension de magmas le long de structures majeures, qui joueraient donc le rôle de conduits d'alimentation des plutons. Selon Moyen et al. (2003), les conduits d'alimentation (ou zones de racine) des plutons correspondent à des zones de cisaillement actives où les magmas sont collectés et acheminés. Les roches observées dans ces conduits d'alimentation sont généralement déformées. Les foliations résultantes sont subverticales, et les linéations d'étirement sont subhorizontales en raison du mouvement décrochant. Le batholite de Closepet (sud de l'Inde) est un exemple de pluton syntectonique mis en place le long d'une faille décrochante (Moyen et al. 2003).

Plusieurs structures peuvent avoir joué le rôle de conduits d'alimentation des magmas du CEJ. Ces structures potentielles seraient orientées : 1) E-O ; 2) NO-SE ; et/ou 3) NE-SO. Il s'agirait de structures héritées et/ou associées à la phase de déformation D_{2-CEJ}. Ces structures pourraient avoir rejoué durant la phase de déformation D2 régionale documentée dans la région de Chibougamau (héritage structural).

6.2.5.3.1 Structures E-O

L'existence d'une structure majeure orientée E-O est supposée en raison de l'allongement du Massif de Lapparent et du CEJ selon une direction E-O. Or, aucune structure majeure de ce type n'a été observée sur le terrain. Il est possible que la structure ne soit pas visible, car elle serait située sous le CEJ. Toutefois, l'existence d'une structure majeure orientée E-O est peu probable, car elle devrait alors être visible à l'ouest et à l'est du Massif de Lapparent, ce qui n'est pas le cas.

6.2.5.3.2 Structures NO-SE

Le couloir de déformation NO-SE situé dans l'est du CEJ pourrait correspondre à une relique d'un conduit d'alimentation du CEJ, visible grâce à l'exhumation et à l'érosion du CEJ. Ce couloir contient de nombreuses lithologies différentes : la diorite 2 et la tonalite 2, ainsi que de nombreux dykes et injections de nature dioritique et tonalitique, et des enclaves de roches mafiques. Seuls les affleurements observés dans ce couloir présentent un aussi grand nombre de lithologies, ce qui indique que ce secteur pourrait correspondre à un ancien conduit d'alimentation. Le couloir de déformation NO-SE permettrait ainsi la mise en place de la diorite 2, puis de la tonalite 2, pendant les phases de déformation D_{1-CEJ} et D_{2-CEJ} . La présence d'enclaves de basalte correspondrait aux fragments d'encaissant volcanique incorporés lors de la remontée de ces magmas. Toutefois, les roches de ce couloir ont une foliation à faible pendage et une linéation d'étirement subhorizontale. Ces derniers éléments ne correspondent pas à ce qui est habituellement observé dans les conduits d'alimentation magmatique (Moyen et al. 2003). Il est possible que les caractéristiques primaires aient été oblitérées par une déformation plus tardive, ductile, puis cassante, et focalisée dans cette zone de faiblesse. De plus, les linéations d'étirement sont uniquement visibles dans ce couloir de déformation.

Ce couloir de déformation ductile, qui a joué en fragile-ductile, pourrait également correspondre à une zone de déformation plus tardive (post-magmatisme) qui est mieux exprimée au contact entre 2 phases intrusives. Cela expliquerait également la présence de la diorite 2, de la tonalite 2 et des enclaves de roches mafiques dans cette zone. Les principaux conduits (failles

et/ou fractures) alimentant le magmatisme du CEJ seraient alors probablement situés sous le CEJ et non visibles à l'affleurement.

Les travaux de terrain ainsi qu'une revue de la bibliographie montrent que le corridor de déformation ductile orienté NO-SE ne semble pas se poursuivre vers le NO. S'il y a une extension à ce corridor, il est possible qu'elle soit masquée par le Pluton d'Anville ($2714,8 \pm 0,6$ Ma ; Augland et al. 2015), ou localisée à la bordure de cette intrusion, et qu'elle soit par conséquent non affleurante. En revanche, une extension probable est présente au SE, dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau en contact avec le CEJ. Quelques foliations NO-SE sont observées dans ces roches, ainsi que des axes de plis orientés environ E-O avec un plongement vers le SE (SIGEOM 2018). Particulièrement, le gîte Monster Lake montre un pli majeur NE-SO avec un faible plongement vers le SE (Athurion et al. 2018). L'expression de la déformation sur le gîte Monster Lake est très proche des observations faites dans le couloir de déformation du CEJ (voir section 3.4). Il est donc possible que le gîte Monster Lake soit situé dans le prolongement SE du couloir de déformation orienté NO-SE du CEJ. La zone de déformation serait un héritage de l'épisode de déformation D_{2-CEJ} , qui pourrait avoir été réactivée par l'épisode de déformation D2 régional.

6.2.5.3.3 Structures NE-SO

Des structures orientées NE-SO pourraient également avoir contrôlé la mise en place des phases du CEJ. En particulier, la limite ouest de la phase CEJ3 est très nette, à la fois sur le terrain (Figure 6.1) et sur les données de magnétisme (Figure 6.2). Cette limite pourrait correspondre à une structure orientée NE-SO et grâce à laquelle la phase CEJ3 se serait mise en place. De plus, des affleurements situés le long de ce contact montrent des enclaves de tonalites et de roches mafiques déformées de façon ductile dans une matrice correspondant à la phase CEJ3. Ces affleurements indiquent que 1) les enclaves sont déformées dans le conduit d'alimentation lorsque le magma de la phase CEJ3 se met en place ; ou que 2) les enclaves sont déformées en dehors du conduit d'alimentation, en bordure de la phase CEJ3.

6.2.5.3.4 Structures conjuguées NO-SE et NE-SO

La présence de failles E-O contrôlant la remontée des magmas est possible, mais les sections précédentes indiquent que les hypothèses d'une alimentation par des structures orientées NO-SE et NE-SO serait à privilégier car elles sont mieux documentées. En outre, de nombreuses failles et zone de cisaillement NE-SO structurent le secteur. Notamment, la zone de cisaillement de Fancamp et la faille Gwillim constituent des structures majeures orientées NE-SO (SIGEOM 2018). Il est donc probable que des failles et fractures conjuguées orientées NO-SE soient associées à ces structures majeures. Un réseau de failles et de fractures orientées NO-SE et NE-SO, plutôt qu'une faille majeure orientée E-O, serait favorable à l'injection d'importants volumes de magmas dans le secteur du Massif de Lapparent, et particulièrement du CEJ. Des indices ont permis d'identifier deux conduits d'alimentation potentiels du CEJ (un NO-SE et le second NE-SO). Il est possible que ce ne soient pas les seules structures empruntées par les magmas, les autres étant masquées par le complexe.

6.2.5.4 Relation avec les roches volcaniques anciennes

Les sections précédentes montrent que la mise en place des phases du CEJ est probablement à associer à des remontées de magmas de le long de failles ou de fractures orientées NO-SE et NE-SO sous l'effet de la déformation et/ou d'un afflux de magma important. Toutefois, ce mécanisme n'explique pas la présence des roches volcaniques les plus anciennes de la région de Chibougamau (formations des Vents et de Chrissie) au contact entre le CEJ et la Formation d'Obatogamau. L'hypothèse du diapirisme ayant été déclinée (voir section 6.2.5.1), une autre explication peut être proposée pour la présence de ces roches.

La croissance par inflation des phases du CEJ pourrait expliquer la présence de ces formations anciennes au contact avec le complexe. Le magma a tendance à s'accumuler dans des zones de faiblesses, comme par exemple un contact entre des lithologies distinctes (Roman-Berdiel et al. 1995). Dans le cas du CEJ, l'accumulation de magma pourrait avoir eu lieu au niveau du contact entre les formations des Vents et de Chrissie, ainsi qu'entre les formations de Chrissie et d'Obatogamau. Des discontinuités au sein même de ces formations volcaniques (niveau felsique,

contact entre deux coulées) pourraient également avoir été utilisées. Le CEJ étant une intrusion polyphasée, les différentes injections pourraient avoir utilisé l'ensemble des différentes discontinuités citées ci-dessus. Puis, le magma continuant à affluer, l'accumulation de magma pourrait avoir formé un laccolithe, c'est-à-dire une intrusion au toit bombé par l'inflation. Cette inflation induit un soulèvement des formations sus-jacentes. Une partie des formations recoupées peut ainsi se trouver drapée le long du contact externe du laccolithe. L'inflation peut également former des déformations locales dans l'encaissant volcanique (Roman-Berdiel et al. 1995). Ainsi, la mise en place d'un premier laccolithe peut déformer son encaissant. Des enclaves d'encaissant déformé peuvent ensuite être incorporées par un laccolithe se mettant en place ensuite. Les déformations des enclaves de roches mafiques anté-incorporation dans les phases CEJ peuvent être dues à ce phénomène. La croissance par inflation des phases du CEJ permettrait également d'expliquer la présence de foliations formant un arc de cercle dans la partie est de la phase CEJ2 (Figure 6.1) : 1) la partie est de cette phase, plus proche du conduit d'alimentation probable orienté NO-SE, croît plus que la partie ouest de la phase CEJ2 ; ou 2) la partie est se solidifie plus tôt que la partie ouest, et est déformée par l'afflux de magma qui se poursuit.

Le phénomène de croissance par inflation est documenté pour la formation du Complexe Kenogamissi, situé dans l'est de la Sous-province de Swayze (Ontario, Canada). Les intrusions de ce complexe sont interprétées comme des intrusions tabulaires mises en place à la base de la croûte supérieure et ont des âges compris entre 2660 Ma et $2746 \pm 1,3$ Ma. Les intrusions seraient co-magmatiques avec les métavolcanites du même âge et représenteraient les chambres magmatiques ayant alimenté le volcanisme à l'origine de ces formations (Benn 2004). Dans le secteur d'étude, Mueller et al. (1989) et Tait (1992) avaient proposé que le CEJ soit co-magmatique avec la Formation des Vents sur la base d'une affinité magmatique similaire (calco-alcalin) et d'une chimie comparable (voir section 1.3). Toutefois, les âges obtenus pour trois des six phases du CEJ invalident cette hypothèse : il y a un écart d'environ 80 Ma entre le CEJ et la Formation des Vents. Toutefois, l'hypothèse d'un co-magmatisme entre le CEJ et des niveaux felsiques contenus dans la Formation d'Obatogamau n'est pas à exclure. Ses basaltes sont d'affinité tholéiitique et sont intercalés avec de fins niveaux felsiques d'affinité calco-alcaline. Il s'agit principalement de tufs et

de cherts, même si des rhyolites sont parfois observées. Ces niveaux felsiques sont datés à $2726,2 \pm 1,6$ Ma (Hamilton, non publié), ce qui est similaire aux âges obtenus pour le CEJ. Le contenu en ETR lourds de ces niveaux felsiques est proche ou légèrement inférieur à 1, après normalisation au manteau primitif de Hofmann (1988 ; A. Boucher, communication personnelle 2019). Les phases de tonalite 1 et la phase centrale 1 du CEJ montrent le même niveau d'enrichissement en ETR lourds que ces niveaux felsiques. Comme présenté ci-dessus, les magmas à l'origine des phases du CEJ peuvent avoir été remontés le long des failles, à un niveau moins profond que celui indiqué par les conditions P-T enregistrées par les amphiboles. Ils se mettent en place dans les formations des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau. Cette dernière formation constitue une pile volcanique d'environ 4 km d'épaisseur (Leclerc et al. 2017). Donc, si le CEJ se met en place dans les niveaux inférieurs de la Formation d'Obatogamau avant la fin des éruptions (niveaux felsiques plus proches de la surface), les éléments cités ci-dessus indiquent qu'il est possible que les phases de tonalite 1 et centrale 1 du CEJ soient co-magmatiques avec les niveaux felsiques de la Formation d'Obatogamau. Cela indiquerait la présence d'au moins deux systèmes magmatiques distincts : 1) un système à l'origine de la Formation d'Obatogamau, tholéiitique ; et 2) un système de type TTG-TTD à l'origine du CEJ et des niveaux felsiques de la Formation d'Obatogamau. La Formation de Waconichi présente des caractéristiques géochimiques similaires à celles des niveaux felsiques de la Formation d'Obatogamau (Leclerc et al. 2017). Une partie de la formation pourrait donc être co-magmatique avec certaines phases du CEJ, de la même façon que pour les niveaux felsiques de la Formation d'Obatogamau. Les âges obtenus pour la Formation de Waconichi vont de $2729,9 \pm 1,6$ / $-1,3$ Ma (Legault 2003) à $2726,6 \pm 0,7$ Ma (Leclerc et al. 2011). Des travaux supplémentaires pourraient permettre de vérifier ces hypothèses de co-magmatisme entre le CEJ et la Formation de Waconichi et/ou des niveaux felsiques de la Formation d'Obatogamau, dont les âges et les affinités magmatiques sont similaires.

6.2.5.5 Mise en place du CEJ : synthèse

Les discussions ci-dessus permettent de proposer le premier volet de l'histoire du CEJ : celui de sa mise en place. La corrélation entre les travaux de cette maîtrise et une compilation géoscientifique a permis de faire ressortir que les phases du CEJ se mettent en place le long de

structures majeures, durant la période synvolcanique. Ces phases subissent une déformation (épisodes D_{1-CEJ} et D_{1-CEJ}) antérieure à l'événement D2 de la période syntectonique régionale. Les âges U-Pb sur zircons obtenus pour trois des six phases intrusives du CEJ indiquent que sa mise en place est synvolcanique et rapide, entre 1 et 3 Ma environ.

Le modèle de mise en place proposé diffère légèrement de celui proposé par Tait (1992). Ce modèle invoquait le mécanisme de diapirisme. Il invoquait également une alimentation constante du système magmatique au moyen de nombreux dykes, la mise en place des phases successives déformant les phases antérieures. Aussi, la déformation régionale aurait accentué le gonflement et l'amincissement de différentes parties des zones d'alimentation. Cela aurait eu pour effet d'expulser leur contenu vers le haut (Tait 1992). Les données de la présente étude ne supporte pas l'hypothèse du diapirisme et invoque plutôt des laccolithes. En revanche, elles s'accordent dans une certaine mesure avec une alimentation du magmatisme par le bais de dykes (discontinuités planaires) durant la déformation, la mise en place des phases déformant les roches antérieures. En effet, selon Tait (1992), la majorité des phases du CEJ seraient syntectoniques, alors que les données de cette étude indiquent que le CEJ est synvolcanique. Donc, la déformation invoquée pour permettre la mise en place du CEJ ne serait pas liée à l'événement D2 régional, mais plutôt aux épisodes D_{1-CEJ} et/ou D_{2-CEJ} . Le mode de mise en place proposé pour le CEJ est donc le suivant :

- 1) Développement de structures (failles, fractures) anciennes et orientées E-O, ou plus probablement NO-SE et NE-SO, qui ne sont peut-être plus visibles actuellement ;
- 2) La déformation et/ou un afflux conséquent de magma induit la remontée d'importants volumes de magma le long des structures orientées NO-SE à NE-SO. En particulier, la zone de déformation NO-SE de l'est du CEJ peut avoir canalisé les magmas à l'origine de la mise en place des phases dioritiques (CEJ1), puis tonalitiques (CEJ2). La limite ouest de la phase CEJ3, orientée NE-SO, peut également être une structure ayant permis la mise en place de la phase CEJ3. Les remontées de magmas sont épisodiques et ont des chimies différentes. L'hétérogénéité chimique peut être expliquée par des sources différentes ainsi que par des

taux de cristallisation fractionnée différents. Un enfouissement a lieu durant l'ascension des magmas, la mise en place et la cristallisation des phases ;

- 3) Les magmas s'injectent au niveau de discontinuités entre et/ou dans les formations volcaniques des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau. Les différentes intrusions subissent ensuite une inflation ;
- 4) Les unités volcaniques, en contact avec les phases du CEJ, sont basculées sur les bordures des laccolithes correspondant aux phases CEJ1 et CEJ2 lors de leur inflation. La phase CEJ3 s'est mise en place dans la phase CEJ2 et peut ainsi avoir participé à son inflation. Elle peut également avoir traversé le toit de la phase CEJ2 et avoir été en contact avec la Formation d'Obatogamau, ce qui aurait permis l'incorporation d'enclaves ;
- 5) Les intrusions subissent une déformation localisée aux contacts entre les phases, qui pourrait correspondre à une déformation locale causée par la mise en place des différentes phases du CEJ. Une foliation E-O est marquée par des alignements de minéraux ferromagnésiens dans la phase CEJ2, appuyant une mise en place durant la déformation. Cette foliation n'est que localement visible dans les phases CEJ1 et CEJ2. Cette foliation marque l'épisode de déformation D_{2-CEJ} , qui a lieu avant l'exhumation du CEJ, et qui serait à dissocier de l'événement D2 régional ;
- 6) Le CEJ est exhumé et subit un léger métamorphisme rétrograde, au faciès des schistes verts. Il enregistre une déformation cassante tardive, notamment dans la zone de déformation NO-SE. Cette déformation tardive est probablement en lien avec la déformation régionale (D2, période syntectonique) qui réactive les structures héritées ;
- 7) L'érosion permet d'observer la configuration actuelle des phases du CEJ, et particulièrement de révéler les formations de Chrissie et des Vents, respectivement drapées sur les bordures nord et sud du CEJ.

6.3 HYDROTHERMALISME ET MINÉRALISATION

Cette section vise à discuter le modèle métallogénique associé aux minéralisations en Mo observées dans le CEJ. Il vise également à étudier une extension possible de la minéralisation vers le NO et/ou le SE.

6.3.1 Mise en contexte

Les observations de terrain et pétrographiques ont montré que la molybdénite est contenue dans des veines de quartz blanc de direction N110 à N130. Ces veines sont situées dans des couloirs de déformation orientés NO-SE, tels que décrits précédemment, et contenant des roches riches en chlorite. La molybdénite se présente sous forme de flocons disséminés et en remplissage de fractures environ N060 dans les veines de quartz, ou sous forme d'une poche de molybdénite massive en bordure de la veine de quartz. Cet épisode minéralisateur s'accompagne d'un halo d'altération en chlorite, carbonates, pyrite et séricite. Ces minéraux indiquent une circulation de fluides hydrothermaux dans des conditions de T du faciès des schistes verts, c'est-à-dire dans des conditions rétrogrades par rapport aux conditions métamorphiques enregistrées par les roches encaissantes.

Quatre familles de veines postérieures à celles minéralisées ont été individualisées. Il s'agit de veines de quartz, quartz-tourmaline et tourmaline de direction N-S à NO-SE : veines #2 (quartz) N020 à N045 ; veines #3 (tourmaline-quartz) N130 ; veines #4 (tourmaline \pm quartz) N020 à N050 ; et veines #5 (tourmaline) N175. Les tourmalines ont une composition différente de celles observées dans la région de Val-d'Or, où elles sont en association avec des gisements aurifères orogéniques. Elles contiennent moins de Ca et correspondent aux espèces schorl et dravite. La molybdénite est située dans des fractures des veines de quartz #1 de même direction que les veines #2 et #4, et a donc cristallisé durant la mise en place de ces deux familles de veines plus tardives. Ainsi, bien que située dans et à proximité des veines de quartz #1, la molybdénite est d'origine plus tardive ou a été remobilisée.

6.3.2 Modèle métallogénique

6.3.2.1 Minéralisation en Mo associée à un système magmatique

Le Mo étant principalement associé à des gisements de type porphyre, la minéralisation observée sur l'indice Moly-Desgagné pourrait être associée à ce type de gisement. Afin de vérifier cela, les caractéristiques de la minéralisation sont comparées à celles qui sont attendues pour les gisements de type porphyre et les intrusions associées à du Mo. Ces données proviennent de la compilation présentée à la section 1.2.3. Les données concernant l'indice Moly-Desgagné proviennent des observations de terrain et pétrographiques (CHAPITRE 2). Les teneurs en éléments associés au Mo proviennent de Desgagné (2007) et Grenier et Sanfaçon (2011) (Tableau 6.2).

Les altérations observées sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné sont confinées dans des couloirs de 20 à 50 cm d'épaisseur, avec un halo d'altération restreint (moins de 3 mètres). Les principales altérations sont une chloritisation, accompagnée d'une carbonatation, d'une séricitisation et de pyrite. La pyrite et la molybdénite sont les seuls minéraux d'intérêt observés. Aucune teneur en Au n'est connue sur les décapages de l'indice. Dans le cas des porphyres à Mo, les altérations observées sont principalement des altérations potassique, phyllique et propylitique. Le halo d'altération peut atteindre plusieurs dizaines à centaines de mètres. La molybdénite s'accompagne d'autres sulfures tels que la chalcopryite, la bornite, la pyrite, la galène, la sphalérite, ainsi que d'Au (Tableau 6.2 ; voir section 1.2.3).

Ainsi, l'altération et les assemblages observés sur l'indice Moly-Desgagné ne concordent pas avec les caractéristiques des gisements de type porphyre et des intrusions à Mo. L'altération est restreinte aux corridors de déformation orientés N110 à N130, qui sont par ailleurs très riches en chlorite. De plus, aucune brèche magmatique-hydrothermale et aucun filon ou minéralisation disséminée dans les roches encaissantes ne sont observés sur l'indice. Au contraire, le Mo est présent dans les fractures situées dans les veines de quartz #1. Un dyke felsique tardif a été identifié sur le décapage 2 de l'indice Moly-Desgagné. Un second dyke est présent quelques kilomètres au nord. Ces dykes recoupent la foliation mais ne sont pas observés à proximité des

veines contenant du Mo et ne les recoupent pas. Bien qu'ils pourraient être associés à une intrusion de type porphyre, ces dykes sont très peu nombreux. Ils ne contiennent pas de molybdénite et les analyses lithogéochimiques montrent qu'ils ne contiennent que 1 ppm de Mo. Enfin, les métaux habituellement associés aux minéralisations en Mo ne sont pas présents (W, Sn, Pb), ou sont présents en très faibles quantités (Au, Cu, Zn) sur l'indice Moly-Desgagné (Desgagné 2007 ; Grenier et Sansfaçons 2011). Tous ces éléments indiquent que la minéralisation en Mo de l'indice Moly-Desgagné n'est pas de style porphyrique. De plus, le CEJ s'est mis en place dans les conditions du faciès des amphibolites, donc à une profondeur trop importante pour être directement lié à un système porphyrique. Ceux-ci se forment généralement à des profondeurs de 1,5 à 4 km (Sillitoe 2010 ; Sinclair 2007).

Le Mo pourrait également être associé à des dykes de pegmatites, comme dans le cas des dykes de pegmatites du secteur de Preissac-La Corne (Ste-Croix et Doucet 2001). La largeur des dykes de ce secteur est d'environ 5 cm à 10 m, même si la majorité mesure moins de 30 cm. Ils sont constitués de feldspaths (albite et feldspaths potassiques), de quartz, de muscovite, de grenat, de béryl, de spodumène, de molybdénite et de columbo-tantalite, mais ne contiennent pas de biotite (Ste-Croix et Doucet 2001). Les dykes de pegmatites et de pegmatites bréchifiées observés dans le CEJ ont une puissance de 2 à 20 cm en général, ce qui est similaire aux pegmatites du secteur de Preissac-La Corne. En revanche, ils sont uniquement constitués de feldspaths et de quartz, et parfois de feuillets de muscovite centimétriques (< 5 %). Ils peuvent localement contenir de la biotite. La molybdénite, le grenat, le béryl, le spodumène et la columbo-tantalite sont absents. Les différences observées entre les pegmatites du secteur de Preissac-La Corne et du CEJ peuvent être dues à des magmas de chimies différentes, qui produiront des pegmatites formées de minéraux différents. En revanche, peu de dykes de pegmatites sont observés dans le CEJ, ce qui suggère que la minéralisation n'est probablement pas liée à ces dykes. De plus, la plupart des dykes de pegmatites sont bréchifiés, indiquant qu'ils se mettent en place avant la déformation principale. Or, les observations sur l'indice Moly-Desgagné montrent que la molybdénite cristallise tardivement.

6.3.2.2 Minéralisation en Mo associée à des fluides métamorphiques

L'indice Moly-Desgagné pourrait présenter des similitudes avec des gisements de type or orogénique. Ces derniers se forment à partir de fluides d'origine métamorphique, générés à la transition entre les faciès des schistes verts et des amphibolites (Gaboury 2019 ; Phillips et Powell 2010, 2011). Les gisements se situent parfois à un niveau plus haut dans la croûte (5 à 10 km) lorsque les fluides sont canalisés par des failles crustales majeures et/ou des zones de déformation (Dubé et Gosselin 2007 ; Phillips et Powell 2011). Les fluides lessivent les roches qu'ils traversent, soit majoritairement l'or contenu dans les roches volcaniques mafiques (Fu et al. 2012) et des roches sédimentaires (Gaboury 2013 ; Large et al. 2012 ; Thomas et al. 2011). Les métaux précipitent lorsque les conditions sont favorables, par exemple grâce à une brusque modification de la pression du fluide, de sa température, du pH, et d'autres variations physico-chimiques (interactions fluide-roche ; Dubé et Gosselin 2007 ; Wilkinson et Johnston 1996). La minéralisation est syn- à tardi-déformation (Dubé et Gosselin 2007).

La comparaison des caractéristiques de l'indice Moly-Desgagné avec celles des gisements d'or orogénique (Tableau 6.2) montre que la différence principale est l'absence de valeurs aurifères sur l'indice Moly-Desgagné. Il existe toutefois de nombreuses similitudes entre le modèle d'or orogénique et le style de minéralisation observé sur l'indice Moly-Desgagné. Ces points sont les suivants :

- Des veines de quartz ainsi qu'une altération en carbonates sont observées sur l'indice Moly-Desgagné. L'altération (chloritisation, carbonatation, séricitisation et pyrite) est spatialement restreinte. Ces éléments restent compatibles avec un système de type or orogénique, mais moins efficace que ceux dont les caractéristiques sont décrites dans le Tableau 6.2 ;
- Le CEJ a subi une exhumation et montre une légère empreinte de métamorphisme au faciès des schistes verts. En particulier, la chloritisation et la présence de carbonates de fer et de pyrite sur l'indice Moly-Desgagné indiquent des conditions de température (278 à 335 °C environ) compatibles avec le faciès métamorphique des schistes verts (200 – 350°C). Ces éléments sont compatibles avec la circulation de fluides d'origine métamorphique dans des conditions P-T typiques de celles auxquelles se forment les gisements de type or orogénique ;

- Des veines de tourmaline noire sont observées sur l'indice Moly-Desgagné. Ce minéral est fréquemment associé aux gisements d'or orogénique du sud de la Sous-province de l'Abitibi (Robert 1994) ;
- La plupart des métaux et des minéraux attendus dans les systèmes de type or orogénique ne sont pas observés, ou sont présents en faibles quantités. Toutefois, la localisation et la nature de la minéralisation, qui sont différentes des systèmes orogéniques classiques, ainsi que la faible étendue de l'altération, peuvent être dus à des roches encaissantes différentes. Les modèles métallogéniques pour l'or orogénique sont définis pour les roches volcaniques (Dubé et Gosselin 2007), qui n'ont pas la même réponse à la déformation et à l'altération que les roches intrusives ;
- L'indice Moly-Desgagné est situé dans une zone de déformation NO-SE présentant un jeu ductile-cassant post-refroidissement et post-exhumation du CEJ. Les veines de quartz #1 subissent cette déformation, tandis que les veines #2, #3, #4 et #5 qui recoupent cette veine ne sont pas déformées. Il est à noter que les cinq familles de veines peuvent se former successivement durant le même épisode minéralisateur et dans une période de temps très restreinte.

Ainsi, les assemblages observés sur l'indice Moly-Desgagné montrent des différences avec les systèmes de type or orogénique, la plus importante étant l'absence d'Au. C'est toutefois le modèle de circulation de fluides d'origine métamorphique (type orogénique) qui se rapproche le plus de ce qui est observé. La présence de Mo et l'absence d'Au peuvent s'expliquer par la nature des roches traversées et lessivées par les fluides métamorphiques. Comme cité plus haut, les roches volcaniques mafiques et sédimentaires peuvent être la source de l'or, tandis que les roches intrusives – et donc, les phases du CEJ, ou d'autres roches intrusives – vont contenir plus de Mo que d'Au. Cette explication concorde avec les observations de terrain et en lames minces, selon lesquelles le Mo est remobilisé et cristallise avec des carbonates et de la chlorite dans des fractures des veines de quartz #1 environ N060. Les importantes variations compositionnelles des tourmalines documentées à la section 5.4 supporteraient également ce concept de lessivage du Mo (voire du B).

6.3.2.3 Extension latérale de la minéralisation

Si la minéralisation en Mo observée sur l'indice Moly-Desgagné est effectivement associée à des fluides d'origine métamorphique, il est probable que ces fluides se manifestent ailleurs dans le corridor de déformation NO-SE. Plusieurs indices de Au, Ag ou W existent à proximité du CEJ, mais ils sont tous situés à plus de 2 km à l'Ouest (Dolodau – W, Au, Cu ; Oriana : W ; Lac Dolomieu-Sud : Ag) et à l'Est (Lac Cavan-Nord ; Au) de l'extension du corridor de déformation NO-SE (SIGEOM 2018). En revanche, un gisement de type or orogénique est présent dans l'extension SE de la structure. Il s'agit de Monster Lake, qui est localisé dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau (Athurion et al. 2018). Les séquences de basaltes plissées sont recoupées par plusieurs systèmes de cisaillements qui sont, du plus précoce au plus tardif: 1) le Cisaillement Eratix (CE), orienté N090 ; 2) la Zone de Cisaillement de Monster Lake (ZCML), orientée N020 à N045, et qui constitue la structure de cisaillement majeure ; et 3) des cisaillements N065 à jeu senestre. La ZCML contient plusieurs indices et gîtes, dont Annie, Eratix et 52 (Figure 6.1). La minéralisation se présente sous forme de veines de quartz-carbonates aurifères contenues dans les zones de cisaillements CE et ZCML ou parallèles à celles-ci. Le quartz est fumé et des sulfures sont retrouvés aux abords de ces veines (pyrite, pyrrhotite, chalcoppyrite, sphalérite). Les bordures des zones de cisaillement sont riches en chlorite et en carbonates. Une enveloppe d'altération à chlorite, séricite et carbonates est observée autour des zones de cisaillement. Elle s'accompagne parfois d'une sulfuration de l'encaissant (principalement pyrite). Le centre des zones de cisaillement est séricitisé, carbonaté et silicifié (Athurion et al. 2018).

Cela fait ressortir que les directions des veines sont similaires à celles des veines de tourmaline et de quartz-tourmaline #2, #3, #4 et #5 observées sur l'indice Moly-Desgagné. La chronologie relative des familles de structures observées à Monster Lake concorde avec la chronologie établie pour les veines de quartz, quartz-tourmaline et tourmaline établie sur l'indice Moly-Desgagné. De plus, les altérations hydrothermales associées aux cisaillements sont identiques à celles observées sur l'indice Moly-Desgagné. Les seules différences sont l'absence de Mo et la présence d'Au, de Cu et de Zn à Monster Lake (Athurion et al. 2018).

Moly-Desgagné et Monster Lake sont situés dans le corridor de déformation NO-SE affectant le CEJ et la Formation d'Obatogamau. Des fluides hydrothermaux associés à un système orogénique auraient été canalisés par cette structure. Au niveau de Monster Lake, encaissé dans la Formation d'Obatogamau, les fluides métamorphiques auraient lessivé des roches volcaniques mafiques pouvant localement contenir des niveaux de sulfures massifs volcanogènes (SMV ; Leclerc et al. 2017). Donc, à Monster Lake, les fluides donnent lieu à des minéralisations en Au, Cu et Zn principalement, dans des veines et zones de cisaillement NE-SO sécantes à ce corridor. En revanche, au niveau de l'indice Moly-Desgagné, encaissé dans le CEJ, c'est le Mo qui serait lessivé des roches plutoniques felsiques à intermédiaires et concentré dans les fractures recoupant la zone de déformation.

6.4 MODÈLE DE MISE EN PLACE

Les résultats, les interprétations et les discussions de ce projet de maîtrise permettent de proposer le modèle de mise en place suivant pour le CEJ et la minéralisation en molybdène.

Les formations des Vents et de Chrissie se mettent en place aux alentours de $2798,7 \pm 0,7$ Ma (Davis et al. 2014) et $2791,4 +3,7 / -2,8$ Ma (David et al. 2011) respectivement. Puis, la Formation d'Obatogamau commence à se mettre en place. Des structures anciennes (failles, fractures) recoupent ces formations selon des orientations NO-SE et NE-SO, voire E-O. Elles ne sont plus toutes visibles actuellement. Un premier magma, qui pourrait être un magma dont la source mantellique (péridotitique) aurait interagi avec un magma de type TTG, se met en place le long de certaines de ces fractures. La zone de déformation ductile majeure NO-SE située dans la partie est du CEJ pourrait correspondre à l'une des structures majeures ayant permis la mise en place de ce magma. Le magma, à l'origine de la phase CEJ1 (diorites 1 et 2), se propage ensuite le long de discontinuités entre et dans les différentes formations volcaniques. Il engendre un métamorphisme de contact au faciès des amphibolites dans les roches encaissantes (Figure 6.3 et Figure 6.4 (1)). Le laccolithe ainsi formé subit une inflation, qui déforme localement les unités volcaniques sur ses bordures (Figure 6.4 (2-A)). En particulier, l'inflation cause le basculement de certaines unités volcaniques. Les formations des Vents (au sud) et de Chrissie (au nord) sont alors drapées le long

des bordures du laccolithe (Figure 6.4 (2-B)). Les enclaves incorporées par la phase CEJ1, métamorphisées au faciès des amphibolites, sont étirées durant l'inflation. Le volcanisme à l'origine de la Formation d'Obatogamau est actif durant la mise en place de la phase CEJ1. L'augmentation de l'épaisseur des dépôts volcaniques crée un enfouissement synchrone à la mise en place du CEJ.

Un second magma, de source mafique, remonte ensuite le long le long de la zone de déformation NO-SE. Il peut également avoir emprunté d'autres structures qui ne sont plus visibles actuellement. Ce magma, à l'origine de la phase CEJ2 (tonalites 1 et 2), incorpore des enclaves de la phase CEJ1 et des formations volcaniques. Ces dernières peuvent déjà avoir été déformées par l'inflation de la phase CEJ1. De la même façon que précédemment, le laccolithe de la phase CEJ2 subit une inflation qui déforme les roches volcaniques sus-jacentes (Figure 6.5 (3-A)). Il accentue le basculement de la Formation de Chrissie sur la bordure nord du CEJ, et bascule la Formation des Vents sur sa bordure sud (Figure 6.5 (3-B)). Le laccolithe cause également un métamorphisme de contact au faciès des amphibolites dans les roches volcaniques qui l'encaissent (Figure 6.5 (3-A)). Il est possible que de petits volumes de ce magma traversent la Formation d'Obatogamau, dont le volcanisme est toujours actif. En atteignant la surface, ce magma engendre de petits épisodes localisés de volcanisme explosif, expliquant la présence de fins niveaux felsiques intercalés dans les basaltes de la Formation d'Obatogamau (Figure 6.5 (3-A)).

Enfin, des injections de magmas provenant de deux sources différentes sont à l'origine de la phase CEJ3. Ces magmas seraient probablement issus des mêmes chambres magmatique que celles ayant permis de former les phases CEJ1 (phase centrale 2) et CEJ2 (phase centrale 1). La différenciation magmatique de la phase CEJ2 (tonalites) serait à l'origine des trondhjémites de la phase CEJ3. Cette dernière se met en place dans la phase CEJ2, probablement le long d'une structure NE-SO (Figure 6.5 (4)). Ici encore, d'autres structures peuvent avoir permis de canaliser la remontée et la mise en place des magmas.

Une déformation ductile est enregistrée par les phases du CEJ durant leur mise en place pendant la période synvolcanique (épisodes de déformation D_{1-CEJ} et D_{2-CEJ} , à distinguer de

l'épisode de déformation régional D2). Elle est plus fortement marquée dans le couloir de déformation NO-SE que dans le reste du CEJ. Le CEJ est exhumé et subit un léger métamorphisme rétrograde, au faciès des schistes verts. Puis, un épisode de déformation cassante tardive affecte le CEJ. Cet épisode est ici encore visible dans le corridor de déformation NO-SE, qui rejoue en fragile-ductile (Figure 6.5 (5-A)). Des fluides rétrogrades (conditions des schistes verts) sont canalisés dans ce couloir durant la déformation. Ils forment des veines de quartz orientées NO-SE, accompagnées d'une intense altération en chlorite et en carbonates (Figure 6.5 (5-B)). Puis, des fractures NE-SO à E-O affectent les roches altérées et les veines de quartz. Certaines fractures permettent la mise en place de veines de quartz, de quartz-tourmaline et de tourmaline. De la molybdénite cristallise en association avec des carbonates et de la pyrite dans les veines de quartz fracturées (Figure 6.5 (5-C)). Le molybdène provient probablement du lessivage de roches intrusives felsiques à intermédiaires par un fluide métamorphique. Dans le prolongement SE du corridor de déformation, ces fluides métamorphiques auraient lessivé des roches volcaniques, permettant la formation de minéralisation à Cu-Au au niveau du gîte Monster Lake. Les variations compositionnelles observées dans les tourmalines pourraient être dues au lessivage de roches intrusives ayant des compositions chimiques différentes (diorites, tonalites, etc.).

FIGURES DU CHAPITRE 6

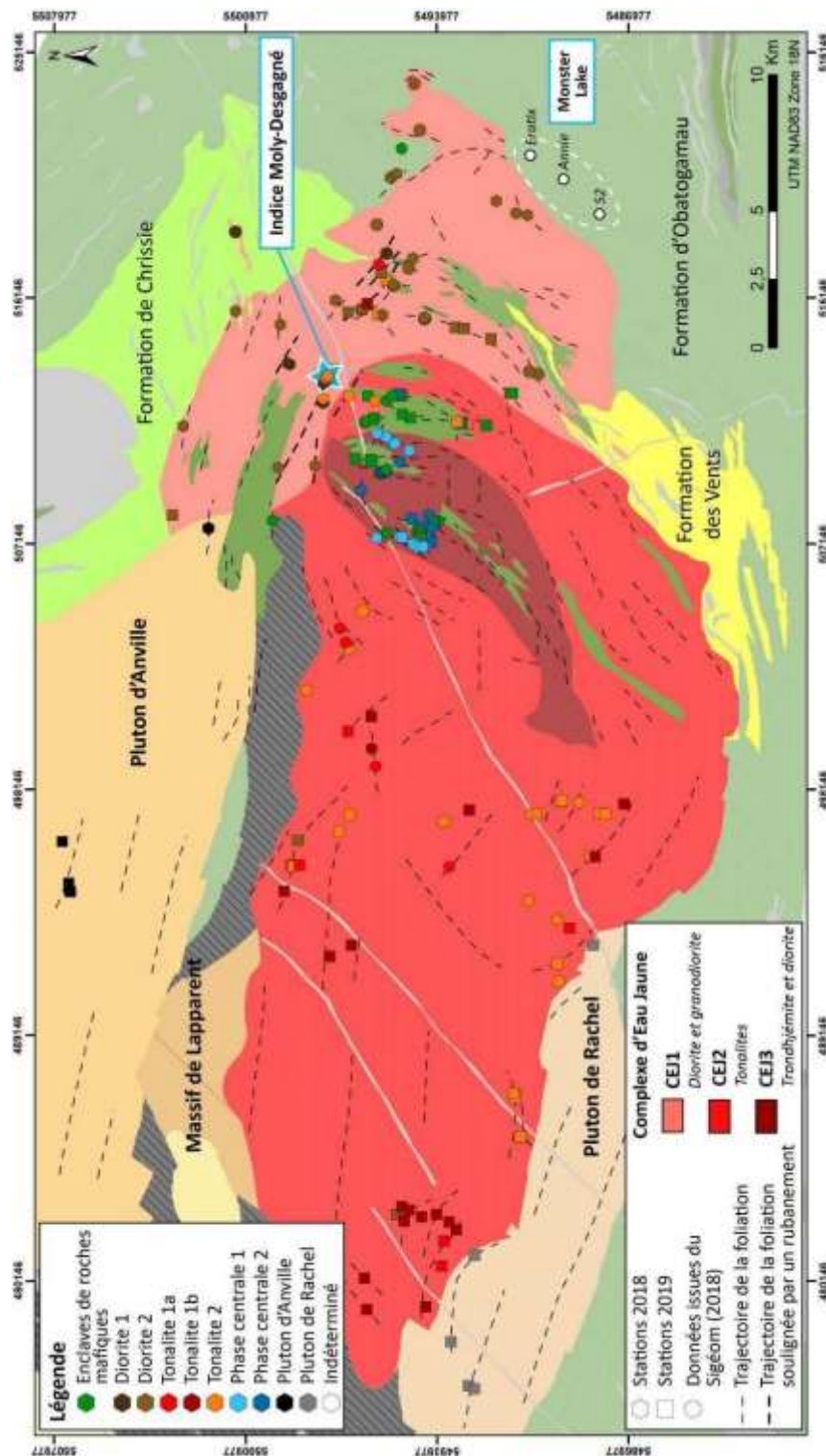


Figure 6.1 – Réinterprétation des limites et de la géométrie du CEJ, d'après les résultats de cette étude, de données de compilation et de données du SIGEOM (2018), et appuyé par les données de magnétisme (tilt angle magnétique). Les six phases intrusives majeures du CEJ sont regroupées en trois ensembles géologiques selon leur répartition : 1) CEJ1 : diorite 1 (granodiorite) et diorite 2 (diorite) ; 2) CEJ2 : tonalites 1 et 2 (tonalites) ; et 3) CEJ3 : phase centrale 1 (trondhémite) et phase centrale 2 (diorite). Les cercles blancs correspondent aux indices aurifères de Monster Lake qui sont utilisés dans la discussion

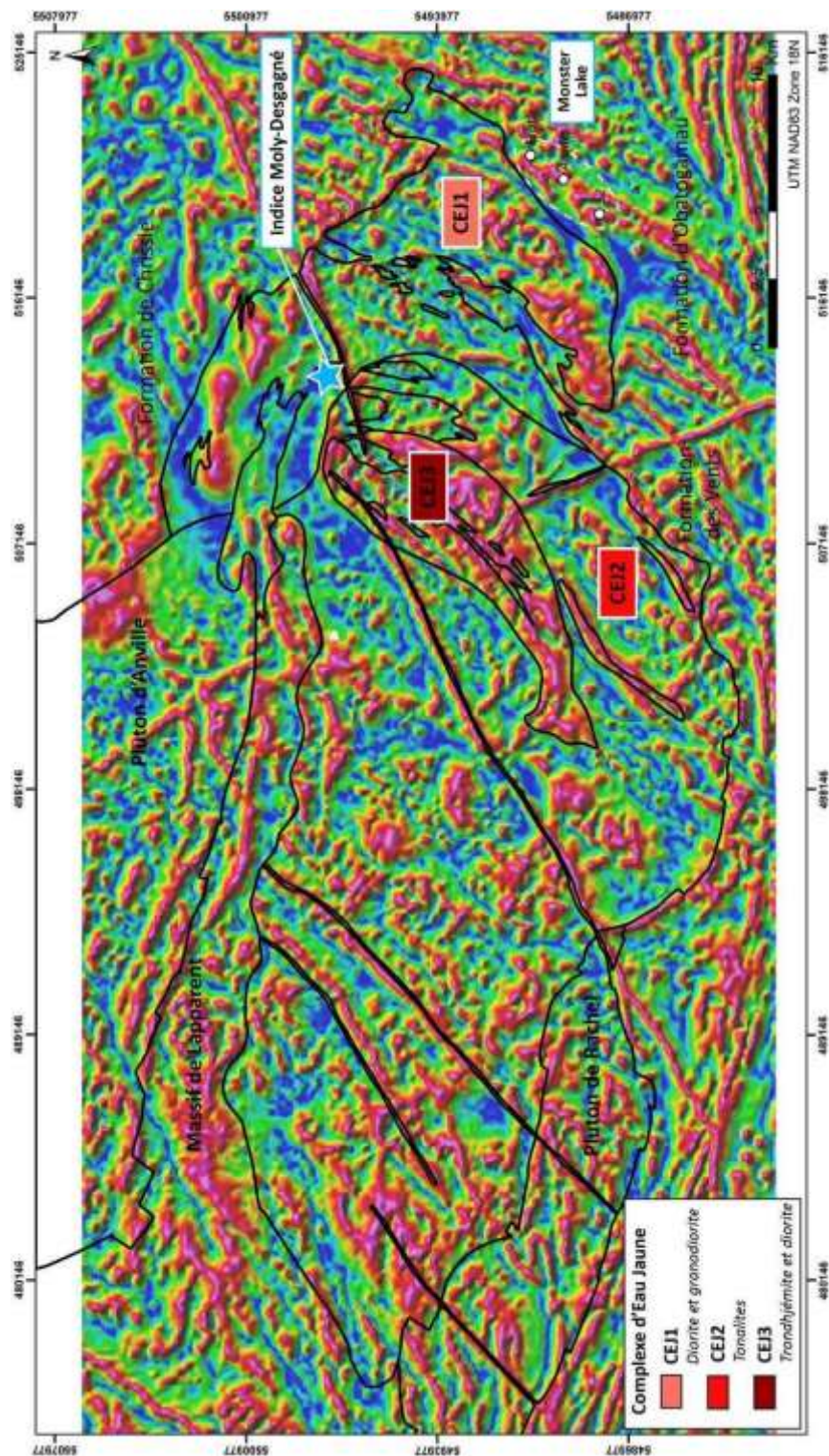


Figure 6.2 – Levé magnétique (tilt angle magnétique, obtenu à partir des dérivées X, Y et Z du champ magnétique total) pour le secteur du CEJ et de l'est du Massif de Lapparent (SIGEOM 2018). Les limites correspondent aux contacts réinterprétés d'après les résultats de cette étude, de données de compilation et de données du SIGEOM (2018), et appuyés par le levé de géophysique.

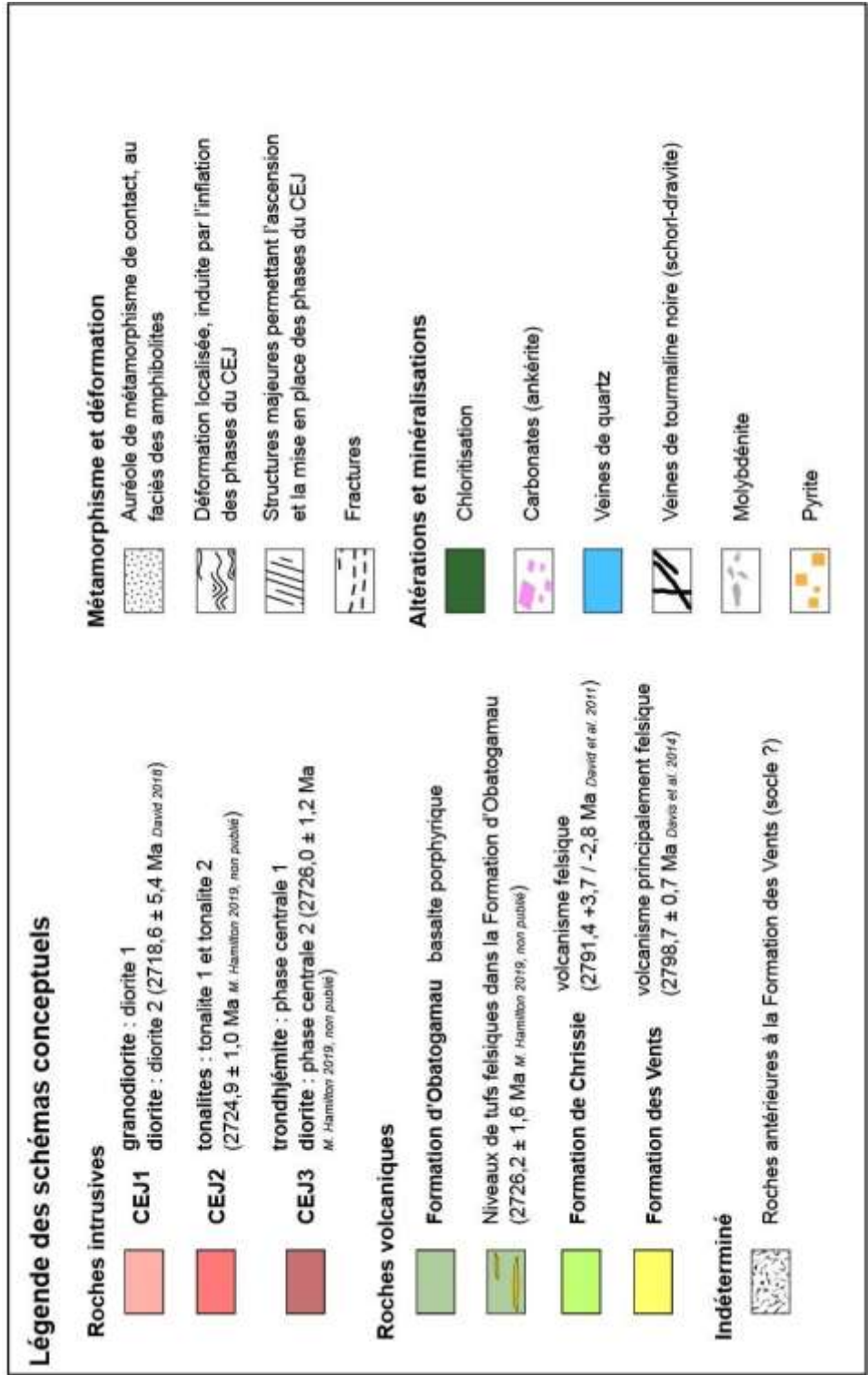


Figure 6.3 – Légende des schémas conceptuels (Figure 6.4 et Figure 6.5)

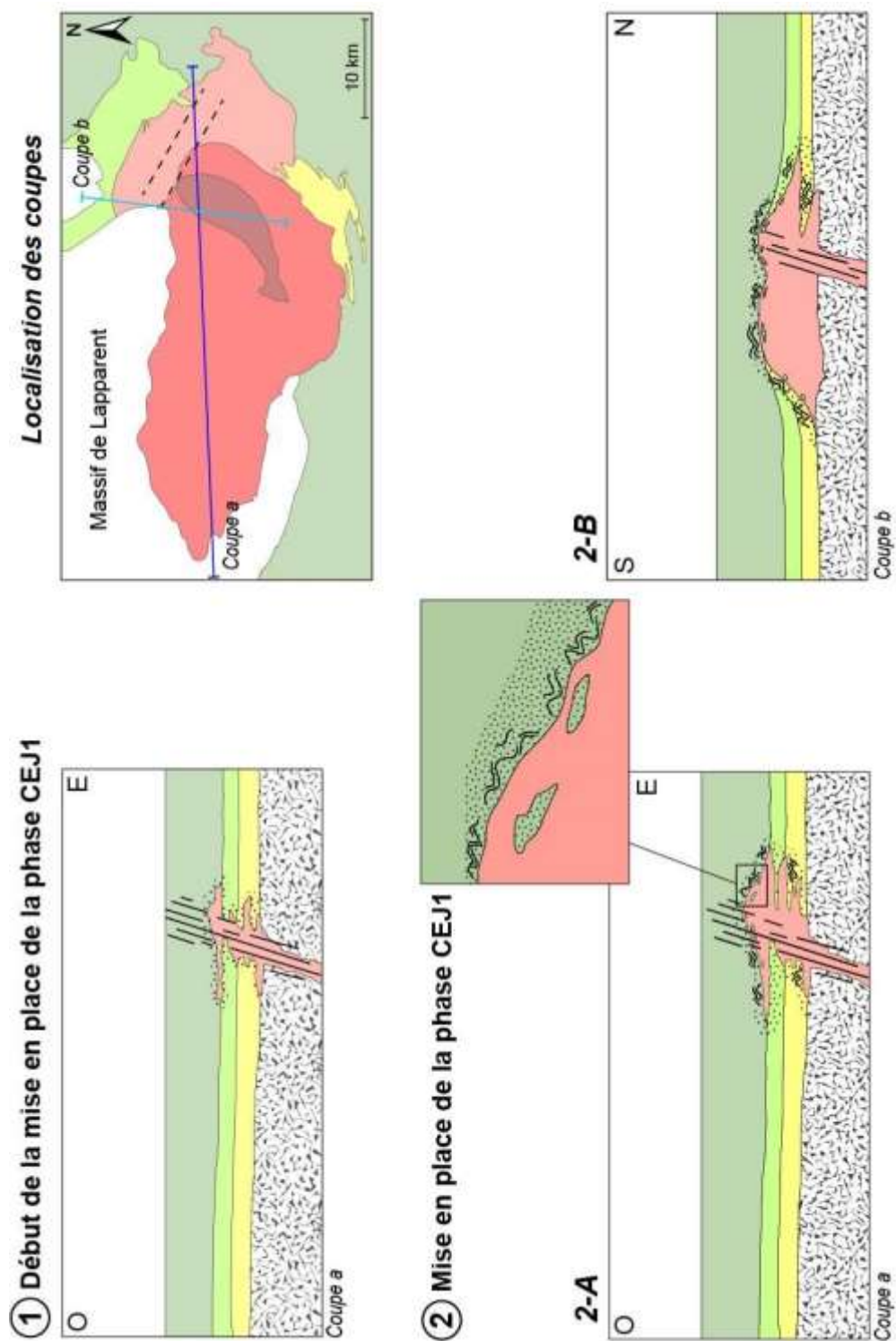


Figure 6.4 – Schémas conceptuels illustrant les différentes étapes de la mise en place du CEJ et des minéralisations en Mo. NB: l'épaisseur des formations n'est pas respectée

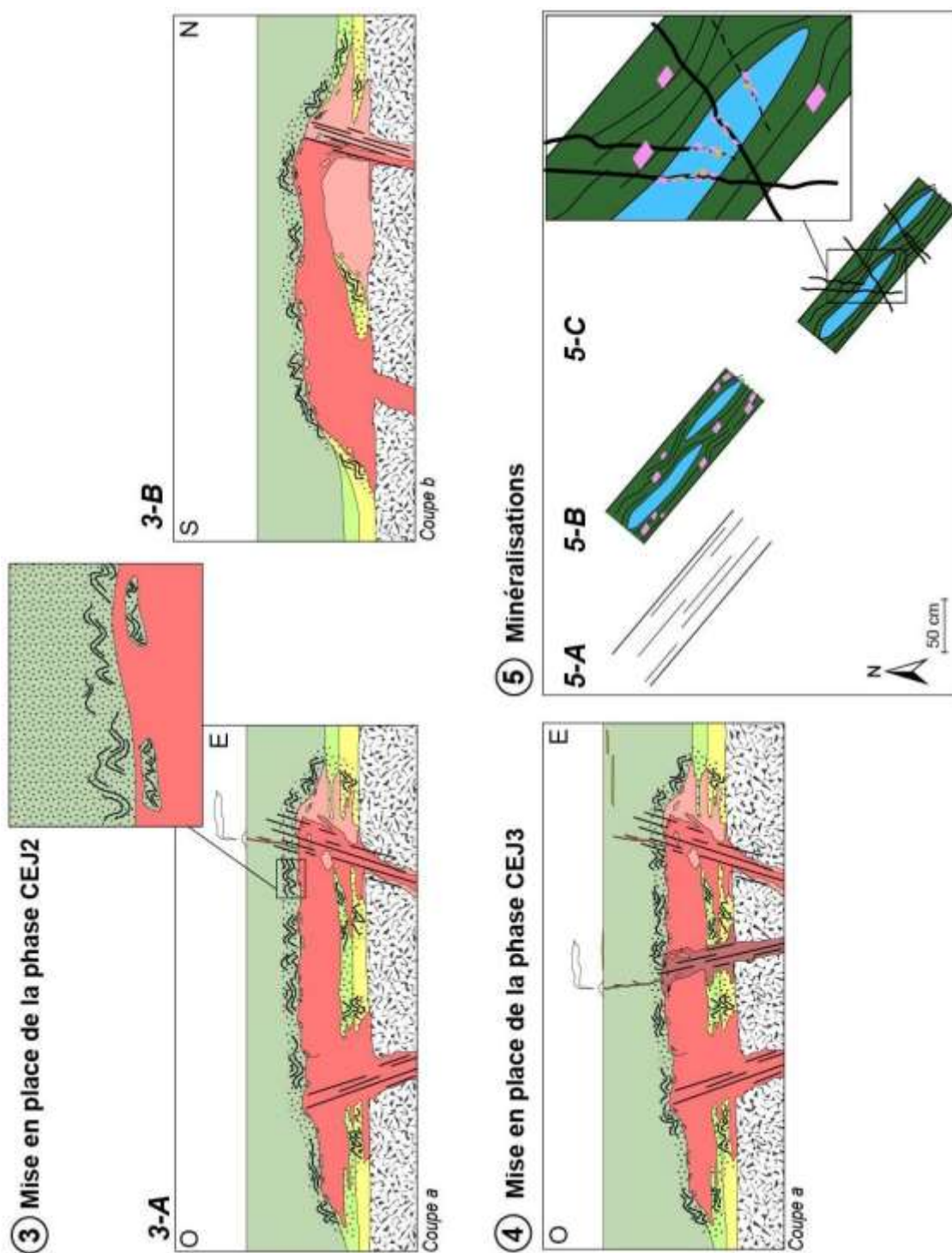


Figure 6.5 – Schémas conceptuels illustrant les différentes étapes de la mise en place du CEJ et des minéralisations en Mo (suite). NB: l'épaisseur des formations n'est pas respectée

Tableau 6.1 – Critères proposés par Moyen et Martin (2012) et Moyen et Stevens (2006) pour l'estimation de la profondeur de formation des magmas à l'origine des TTG, et comparaison avec les roches de cette étude (moyennes pour chaque groupe de roches). Le code couleur correspond à des sources de haute pression (HP : rouge), de moyenne pression (MP : jaune) et de basse pression (BP : bleu).






A		Al₂O₃ à 70 % SiO₂	Yb	Sr / Y	Lu / Hf
<u>Moyen et Martin (2012)</u>					
ETR lourds bas HP (> 20 kbar)	> 16 wt%		< 1 ppm	50 < Sr/Y < 500	≈ 0,022
ETR lourds moyen MP (10 - 20 kbar)	> 15 wt%		< 1,5 ppm	20 < Sr/Y < 200	≈ 0,030
ETR lourds élevé BP (10 kbar)	> 14 wt%		< 2 ppm	10 < Sr/Y < 50	≈ 0,043
<u>Complexe d'Eau Jaune (où SiO₂ > 64 wt%)</u>					
Nom de terrain	Roche	Al ₂ O ₃ à 70 % SiO ₂	Yb	Sr / Y	Lu / Hf
Diorite 1	Granodiorite	16,17 wt%	0,68	45,54	0,036
Tonalite 1	Tonalite	14,57 wt%	0,31	156,20	0,022
Tonalite 2	Tonalite	16,21 wt%	0,81	44,80	0,028
Phase centrale 1	Trondhjemite	15,85 wt%	0,39	97,26	0,025
<u>Complexe d'Eau Jaune (où SiO₂ > 64 wt%)</u>					
B		Sr	Yb	Anomalie Eu	Nb / Ta
<u>Moyen et Stevens (2006)</u>					
TTG produites à basse pression BP : 10 kbar	< 400 ppm		5 – 10 ppm	Lég. négative	≈ 10
TTG produites à haute pression HP : 20 - 25 kbar	500 – 1 000 ppm		≈ 2 ppm	Lég. positive	≈ 20
<u>Complexe d'Eau Jaune (où SiO₂ > 64 wt%)</u>					
Nom de terrain	Roche	Sr	Yb	Anomalie Eu	Nb / Ta
Diorite 1	Granodiorite	342 ppm	1,63	?	8,79
Tonalite 1	Tonalite	384 ppm	0,75	?	8,67
Tonalite 2	Tonalite	354 ppm	1,98	?	13,02
Phase centrale 1	Trondhjemite	426 ppm	0,95	?	10,87

Tableau 6.2 – Synthèse des caractéristiques des gisements de type porphyre et des intrusions associées à du Mo. Comparaison avec les caractéristiques de l'indice Moly-Desgagné, et aux gisements de type orogénique

Caractéristiques	Indice Moly-Desgagné	Intrusions associées à du Mo dans la Province de Supérieur	Porphyres à Mo-Sn ± W	Gisements de type Au orogénique
Altération	Chloritisation Carbonatation Séricitisation Pyrite	Albitisation Altération potassique ± carbonatation ± altération phyllique ± altération propylitique	Altération potassique Altération phyllique Altération propylitique	Carbonatation (calcite, ankérite, sidérite) Chloritisation Silicification et séricitisation Albitisation Pyrite Fuschite
Etendue du halo d'altération	Altération intense confinée dans des couloirs de 20 à 50 cm ; Halo d'altération légère de quelques mètres	Plusieurs dizaines de mètres	Plusieurs centaines de mètres	Plusieurs centaines de mètres
Style de minéralisation	Disséminée dans les veines de quartz Poche à l'éponte d'une veine de quartz	Disséminée dans l'intrusion Zone de brèches hydrothermales Stockwerk de veines de quartz	Disséminée dans l'intrusion Filons Stockwerk de veines de quartz Zone de brèches magmatiques-hydrothermales	Veines de quartz-carbonates
Éléments associés au Mo	Au < 0,005 ppm Cu : 21,7 ppm Zn : 28 ppm Pb < LD (2 ppm) Bi, Sn, W < LD (10 ppm)	Au ; Cu ; Zn ; Bi ; tellures	W ; Sn ; Cu ; Au ; Zn ; Pb	Au ; As ; Ag ; B ; Bi ; Se ; Hg ; Mo ; Sb ; Te ; W ; Pb ; Zn
Principaux minéraux observés	Molybdénite ; pyrite	Molybdénite ; chalcopryrite ; pyrite ; or ; galène ; sphalérite ; bornite ; chalcocite	Molybdénite ; chalcopryrite ; pyrite ; or ; galène ; sphalérite ; bornite ; chalcocite	Or ; électrum ; pyrite ; pyrrhotite ; chalcopryrite ; tourmaline ; scheelite
Références	Desgagné (2007) ; Grenier et Sansfaçon (2011)	<i>Compilation du chapitre 1</i>	<i>Voir chapitre 1</i>	Dubé et Gosselin (2007) ; Gaboury (2019)

CONCLUSION

Ce projet de recherche visait à : 1) documenter la pétrogenèse de l'intrusion polyphasée qu'est le CEJ ; 2) établir les relations de recoupement entre le CEJ et ses roches volcaniques encaissantes, soit la Formation d'Obatogamau, et particulièrement les formations des Vents ($2798,7 \pm 0,7$ Ma) et de Chrissie ($2791,4 \pm 3,7 / -2,8$ Ma) qui sont les plus anciennes roches connues dans la région de Chibougamau ; et 3) évaluer la nature du lien entre le CEJ et l'indice de Mo Moly-Desgagné.

La caractérisation pétrographique et géochimique des lithologies du CEJ, ainsi que les relations de recoupement, ont permis d'identifier 6 unités intrusives distinctes appartenant à la suite des TTD (tonalite-trondhjémite-diorite) archéennes. Ces unités intrusives sont regroupées en trois ensembles selon leur répartition géographique. Du plus précoce au plus tardif, il s'agit des phases CEJ1, CEJ2 et CEJ3, qui sont respectivement situées à l'est, à l'ouest et au cœur du CEJ. La phase CEJ1 est composée de granodiorite et principalement de diorite à quartz ($2718,6 \pm 5,4$ Ma). La phase CEJ2 est formée de deux tonalites, la tonalite 1 étant plus différenciée que la tonalite 2 ($2724,9 \pm 1,0$ Ma). La phase CEJ3 est constituée de diorite et de trondhjémite ($2726,0 \pm 1,2$ Ma). Ces trois ensembles se mettent en place en une période de temps restreinte (~ 1 à 3 Ma), durant la période synvolcanique (> 2730 à 2708 Ma). La chimie des différentes phases permet de suggérer l'existence d'au moins deux magmas issus de sources différentes. Un premier magma aurait une source mafique située en profondeur (amphibolite à grenats) et correspondrait aux phases tonalitiques, trondhjémiques et granodioritiques du CEJ. Un second magma, dont la source serait une roche mantellique (par exemple, péridotite) métasomatisée par un magma possiblement de type TTG, serait à l'origine des phases dioritiques.

Le CEJ contient des enclaves de roches mafiques, dont certaines renferment des macrocristaux de feldspaths, indiquant qu'elles proviennent de la Formation d'Obatogamau. Il est possible que d'autres enclaves de roches volcaniques mafiques (pour certaines aphyriques) voire intermédiaires, appartiennent aux formations des Vents et de Chrissie. Les enclaves les moins déformées sont observées dans la phase CEJ1, tandis que les enclaves les plus déformées sont principalement situées dans les phases CEJ2 et CEJ3. Les datations indiquent que le CEJ s'est mis en place 80

Ma après le volcanisme de la Formation des Vents. Ces deux unités ne peuvent donc pas être co-magmatiques, comme l'avaient précédemment suggéré Mueller et al. (1989) et Tait (1992). En revanche, le CEJ a un âge comparable à celui des niveaux felsiques intercalés dans la Formation d'Obatogamau. Cela indique que l'une des phases tonalitiques et/ou trondhjémitique du CEJ pourrait donc être co-magmatique avec une partie de cette formation. Des travaux supplémentaires seront nécessaires pour vérifier cette hypothèse.

La présente étude permet de proposer que les magmas à l'origine du CEJ se sont infiltrés via des structures anciennes (failles, fractures) probablement orientées NO-SE et NE-SO. Les magmas se sont ensuite mis en place au niveau de discontinuités planaires, correspondant à des contacts lithologiques, entre et dans les formations des Vents, de Chrissie et d'Obatogamau. La mise en place du CEJ se produirait durant le volcanisme de la Formation d'Obatogamau. L'accumulation des dépôts volcaniques en surface pourrait avoir induit l'enfouissement du CEJ durant sa mise en place. L'inflation des injections de magmas aurait alors formé plusieurs laccolithes, ce qui aurait causé le basculement des unités volcaniques anciennes sur leur flanc. Cette inflation aurait également induit une déformation localisée dans les unités volcaniques sus-jacentes. La déformation s'accompagne d'un métamorphisme de contact, métamorphisant les roches encaissantes au faciès des amphibolites. Les observations pétrographiques ainsi que la chimie minérale suggèrent que le CEJ commence à cristalliser dans des conditions P-T typiques du faciès des amphibolites. Considérant que la mise en place du CEJ est contemporaine à l'épisode volcanique de la Formation d'Obatogamau, cela implique une mise en place du CEJ entre 4,3 km et 8,3 km de profondeur au maximum selon son épaisseur.

Une zone de déformation ductile majeure orientée NO-SE a été identifiée dans la partie est du CEJ. Elle constitue la structure la plus probable pour l'acheminement des magmas à l'origine des phases CEJ1 et CEJ2. Une structure orientée NE-SO a été identifiée dans la phase CEJ2. Cette structure recoupe la phase CEJ2 et pourrait correspondre à une zone d'alimentation pour la phase CEJ3. Il est à noter que ces deux structures sont les seules d'importance relevées dans le CEJ pouvant avoir permis la remontée et la mise en place des magmas. Toutefois, d'autres structures, actuellement masquées sous les phases du CEJ, pourraient également avoir été utilisées.

Le CEJ se met en place entre 4,3 et 8,3 km de profondeur et enregistre une déformation ductile durant sa mise en place. Une première déformation, engendrant des foliations N-S, est enregistrée localement au niveau des contacts entre les phases et les enclaves (D_{1-CEJ}). Elle correspond probablement à une déformation liée à la mise en place des intrusions successives. Une seconde déformation (D_{2-CEJ}) génère des foliations E-O qui oblitérent les marqueurs de l'épisode précédent. Cet épisode se traduit par une déformation ductile dans le couloir de déformation orienté NO-SE.

Le corridor de déformation ductile orienté NO-SE est ensuite affecté par une déformation ductile-cassante tardive à la mise en place du CEJ et probablement associé à l'épisode de déformation régional D2. Des fluides hydrothermaux ayant des températures typiques des conditions du faciès des schistes verts ont été canalisés dans ce corridor (278 - 335 °C). En particulier, l'indice Moly-Desgagné (molybdène) est situé dans ce corridor de déformation. Aucune extension de ce couloir n'est visible au NO. En revanche, le gisement aurifère Monster Lake serait situé dans le prolongement SE du couloir, et est encaissé dans les roches volcaniques de la Formation d'Obatogamau. Les altérations hydrothermales observées sur les décapages de l'indice Moly-Desgagné (chloritisation, carbonatation, séricitisation, pyrite) sont également les altérations typiques associées aux minéralisations de type or orogénique. L'indice comprend plusieurs générations de veines de quartz, quartz-tourmaline et tourmaline (schorl, dravite). De la molybdénite et de la pyrite sont disséminées dans des fractures de la première génération de veines de quartz. Il est proposé que les fluides métamorphiques aient lessivé des roches intrusives felsiques à intermédiaires (probablement le CEJ), permettant le dépôt de molybdénite. Les fluides ayant plutôt interagi avec des roches volcaniques mafiques auraient alors déposé de l'Au et du Cu, comme c'est le cas à Monster Lake. D'autres travaux seraient à réaliser afin de préciser et de mieux contraindre l'origine des minéralisations du secteur de l'indice Moly-Desgagné.

Les perspectives dégagées par cette étude sont aussi bien industrielles qu'académiques. En exploration, l'emphase est généralement mise sur les roches volcaniques. Or, cette étude a permis de montrer que des structures associées à des circulations de fluides métamorphiques peuvent également affecter et minéraliser les intrusions, ce qui ouvre de nouvelles perspectives pour l'exploration dans la région de Chibougamau-Chapais. D'un point de vue académique, ce projet

constitue une contribution aux connaissances géologiques pour la région de Chibougamau-Chapais en répondant aux objectifs du projet *Metal Earth* à Chibougamau. Les résultats de cette étude ont permis de préciser la stratigraphie dans le secteur du CEJ. Également, cette étude a montré que les secteurs du CEJ et du Massif de Lapparent semblent avoir joué un rôle majeur dans la mise en place de magmas, probablement par le biais d'une histoire structurale complexe. Des travaux supplémentaires permettraient de mieux contraindre la source ainsi que les conditions ayant permis la mise en place de la variété de magmas observée dans le secteur d'étude, ainsi que dans la région de Chibougamau-Chapais.

LISTE DES RÉFÉRENCES

- Aharonov, E., et Scholz, C. H. 2019. The Brittle-Ductile Transition Predicted by a Physics-Based Friction Law. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124** : 2721-2737.
- Anderson, J. L., et Smith, D. R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80** : 549-559.
- Athurion, C., Brousseau, K., et Carrier, A. 2018. Amended NI 43-101 technical report and maiden mineral resource estimate for the Monster Lake Projet. Pour IAMGOLD Corporation et TOMAGOLD Corporation, 2018, 232 p.
- Augland, L. E., David, J., Pilote, P., Leclerc, F., Goutier, J., Hammouche, H., Lafrance, I., Talla Takam, F., Deschênes, P.-L., et Guemache, M. 2015. Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013. Ministère de l'Energie et des Ressources Naturelles. Rapport RP 2015-01, 43 p.
- Ayres, L. D., Averill, S. A., et Wolfe, W.J. 1982. An Archean Molybdenite Occurrence of Possible Pophyry Type at Setting Net Lake, Northwestern Ontario, Canada. *Economic Geology*, **77** : 1105-1119.
- Barker, F., 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. Dans: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Edité par: Barker, F. Elsevier, Amsterdam, 1–12.
- Benn, K. 2004. Late Archean Kenogamissi complex, Abitibi Subprovince, Ontario, Canada: doming, folding and deformation-assisted melt remobilisation during syntectonic batholith emplacement. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, **95** : 297-307.
- Benn, K., et Moyen, J.-F. 2008. The Late Archean Abitibi-Opatika terrane, Superior Province : A modified oceanic plateau. *Geological Society of America Special Papers*, **440** : 173-197.
- Bigot, L. 2012. Gold mineralizations at the syenite-hosted Beattie gold deposit at Duparquet, Neoproterozoic Abitibi Belt, Quebec, Canada. Mémoire de maîtrise en Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, 146 p.
- Bigot, L., et Jébrak, M. 2015. Gold mineralization at the syenite-hosted Beattie gold deposit, Duparquet, Neoproterozoic Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, **110** : 315-335.
- Bilal, E., et Giret, A. 1999. The aluminium saturation index and the MgO/TiO₂ ratio : two parameters influenced by P_{H₂O} and their use to discriminate magma series. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** : 55-58.
- Bourdeau, J. E. 2013. Petrology, Mineralogy and Geochemistry of the Beattie Syenite and Country Rocks, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. Mémoire de maîtrise en Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, 445 p.
- Bowen, N. L. 1922. The reaction principle in petrogenesis. *The Journal of Geology* **30** : 177-198.
- Brown, P. E., et Hagemann, S. G. 1995. Geobarometry and depth relations in Archean lode-gold deposits. XIII ECROFI Symposium, Barcelona, Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, **18** : 30-31.
- Burov, E., Jaupart, C., et Guillou-Frottier, L. 2003. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile crust. *Journal of Geophysical Research*, **108** : 2177-2197.
- Candela, P. A. 1997. A review of Shallow, Ore-related Granites : Textures, Volatiles, and Ore Metals. *Journal of Petrology*, **38** : 1619-1633.

- Carten, R. B., White, W. H., et Stein, H. J. 1993. High-grade granite-related molybdenum systems : classification and origin. *Mineral deposit modeling*, Geological Association of Canada Special Paper, **40** : 521-544.
- Champion, D. C., et Smithies, R. H. 2007. Geochemistry of Paleoarchean Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia : Implications for Early Archean Crustal Growth. *Dans Earth's Oldest Rocks. Édité par van Kranendonk, M. J., Smithies, R. H., et Bennett, V. C.* Elsevier, Amsterdam, *Developments in Precambrian Geology*, **15** : 369-409.
- Chapon, B. 2011. Le porphyre Archéen à Mo-Cu±Au de Tilly, Baie-James, Québec. Mémoire de maîtrise en Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, 193 p.
- Chapon, B., Jébrak, M., Ross, P. S., Stevenson, R. 2010. Le système porphyrique à molybdène de Tilly. DIVEX (Diversification de l'Exploration Minérale au Québec), rapport final 2010, sous-projet SC36, 15 p.
- Charbonneau, J.-M., Picard, C., et Dupuis-Hébert, L. 1991. Synthèse géologique de la région de Chapais-Branssat (Abitibi). Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec. Rapport MM 88-01, 202 p.
- Chen, Y.-J., Wang, P., Li, N., Yang, Y.-F., et Pirajno, F. 2017. The collision-type porphyry Mo deposit in Dabie Shan, China. *Ore Geology Reviews*, **81** : 405-430.
- Chown, E. H., et Daigneault, R. 1994. Interplay between regional and magmatic fabrics ; Colombourg pluton, Quebec, Canada. *Geological Society of America Annual Meeting (1993), Abstract with programme (1994)*: p. A304.
- Chown, E. H., et Mueller, W. 1992. Basement influence on the supracrustal and plutonic evolution and deformation of an Archean greenstone belt. *In* : *Proceedings of the Seventh International Conference on Basement Tectonics*, held in Kingston, Ontario, Canada, August 1987, Vol.1, pp. 465-476.
- Chown, E. H., Daigneault, R., Mueller, W., et Mortensen, J. K. 1992. Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29** : 2211-2225.
- Chown, E. H., Harrap, R., et Moukhsil, A. 2002. The role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Research*, **115** : 291-310.
- Cimon, J. 1977. Quart sud-est du canton de Queylus. Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Rapport DPV-504, 39 p.
- Clemens, J. D., et Mawer, C. K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204** : 339-360.
- Condie, K. C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam. 433 p.
- Condie, K. C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust : Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104** : 1-37.
- Condie, K. C., Aster, R. C., et van Hunen, J. 2016. A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga : Geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites. *Gesocience Frontier*, **7** : 543-553.
- Côté-Mantha, O. 2009. Architecture et origine du système de minéralisation polymétallique du secteur Lac Line, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat en Ressources Minérales, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, 508 p.
- Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V., et Washington, H. S., 1902. A quantitative chemico-mineralogical classification of igneous rocks. *Journal of Geology*, **10** : 555-690.

- Cruden, A. R., et Launeau, P. Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, S. W. Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*, **16** : 677-691.
- Daigneault, R. 1995. Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles, Québec. Rapport MB 96-33, 140 p.
- Daigneault, R., et Allard, G. O. 1990. Le complexe du lac Doré et son environnement géologique (région de Chibougamau – Sous-province de l'Abitibi). Ministère de l'énergie et des ressources, Québec. Rapport MM 89-03, 275 p.
- Daigneault, R., St-Julien, P., et Allard, G. O., 1990. Tectonic evolution of the northeast portion of the Archean Abitibi greenstone belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27** : 1714-1736.
- Daver, L., 2017. Apport de l'analyse des tourmalines et des pyrites à la genèse des gisements orogéniques archéens du district de Val-d'Or, Abitibi, Canada. Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, 177p.
- David, J. 2018. Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2015-2016. Ministère de l'Energie et des Ressources Naturelles, Québec. Rapport MB 2018-16, 24 p.
- David, J., Davis, D. W., Dion, C., Goutier, J., Legault, M., et Roy, P. 2007. U-Pb age dating in the Abitibi Subprovince in 2005-2006. Ministère des Ressources Naturelles, Québec. Rapport RP 2007-01(A), 17 p.
- David, J., McNicoll, V., Simard, M., Bandyayera, D., Hammouche, H., Goutier, J., Pilote, P., Rhéaume, P., Leclerc, F., et Dion, C. 2011. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec. Rapport RP 2011-02(A), 2 p.
- Davidson, S., et Banfield, A. F., 1944. Geology of the Beattie gold mine, Duparquet, Quebec. *Economic Geology*, **39** : 535-556.
- Davis, D.W., Simard, M., Hammouche, H., Bandyayera, D., Goutier, J., Pilote, P., Leclerc, F., et Dion, C. 2014. Datations U-Pb effectuées dans les provinces de Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec. Rapport RP 2014-05, 62 p.
- de Almeida, J. de A.C., Dall'Agnol, R., de Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., et Leite, A.A. da S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, **187** : 201–221.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., et Walshe, J. L. 1993. Chlorite geothermometry : a review. *Clays and Clay Minerals*, **41-2** : 219-239.
- Desgagné, L. 2007. Rapport d'exploration simplifié. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune. Rapport GM 63200, 15p.
- Downes, H., de Vries, C., et Wittig, N., 2015. Hf-Zr anomalies in clinopyroxene from mantle xenoliths from France and Poland : implications for Lu-Hf dating of spinel peridotite lithospheric mantle. *International Journal of Earth Sciences*, **104** : 89-102.
- Dubé, B., et Gosselin, P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5, pp. 49-73.

- Ducharme, Y., Stevenson, R. K., et Machado, N. 1997. Sm – Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34** : 1059-1071.
- Duquette, G. 1964. Geology of the Northwest quarter of the Roy township. Abitibi-east county. Quebec Department of Natural Resources. Rapport RP-513, 25 p.
- Faure, S., 2012. Réévaluation de la géologie et des modèles d'exploration pour l'or dans le segment Caopatina-Desmaraisville, sud de Chibougamau. Rapport, Projet CONSOREM 2012-02. 57 p.
- Fayol, N., et Jébrak, M. 2017. Archean Sanukitoid Gold Porphyry Deposits : A New Understanding and Genetic Model from the Lac Bachelor Gold Deposit, Abitibi, Canada. *Economic Geology*, **112** : 1913-1936.
- Fraser, R. J. 1993. The Lac Troilus Gold-Copper Deposit, Northwestern Quebec : A Possible Archean Pophyry System. *Economic Geology*, **88** : 1685-1699.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., et Frost, C. D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42** : 2033-2048.
- Fu, B., Kendrick, M. A., Fairmaid, A. M., Phillips, D., Wilson, C. J. L., et Mernagh, T. P. 2012. New constraints on fluid sources in orogenic gold deposits, Victoria, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **163** : 427-447.
- Gaboury, D. 2006. Geochemical approaches in the discrimination of synvolcanic intrusions as a guide for volcanogenic base metal exploration : an example from the Abitibi belt, Canada. *Applied Earth Science*, **115** : 71-79.
- Gaboury, D. 2013. Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments ? : Insight from volatiles in fluid inclusions. *Geology*, **41** : 1207-1210.
- Gaboury, D. 2019. Parameters for the formation of orogenic gold deposits. *Applied Earth Science* **128** : 124-133.
- Gerya, T. V., Perchuk, L. L., Triboulet, C., Audren, C., et Sez'ko, A. I. 1997. Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan. *Petrology*, **5** : 503-533.
- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., et Taylor, R. Z. 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers ? *GSA Today*, **14** : 4-11.
- Grenier, J., et Sansfaçon, R. 2011. Prospection 2010 et programme de forage 2011 – Moly-Desgagné, 32G10. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune. Rapport GM 66125, 132 p.
- Hammarstrom, J. M., et Zen, E-an 1986. Aluminium in hornblende : An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71** : 1297-1313.
- Hanson, G.N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review Earth and Planetary Science*, **8** : 371-406.
- Hart, C. J. R. 2007. Reduced intrusion-related gold system. Dans : *Mineral deposits of Canada : A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Edité par : Goodfellow, W. D., Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication n°5 : 95-112.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., et Welch, M. D. 2012. IMA Report – Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97** : 2031-2048.

- Heilimo, E., Halla, J., et Hölttä, P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series : Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karel'ian Province (Finland). *Lithos*, **115** : 27-39.
- Hellman, P.L., Smith, R.E., et Henderson, P., 1979. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71** : 23-44.
- Helt, K. M., Williams-Jones, A. E., Clark, J. R., Wing, B. A., et Wares, R. P. 2014. Constraints on the Genesis of the Archean Oxidized, Intrusion-Related Canadian Malartic Gold Deposit, Quebec, Canada. *Economic Geology*, **109** : 713-735.
- Henry, D. J., et Dutrow, B.L. 2018. Tourmaline studies through time : contributions to scientific advancements. *Journal of Geosciences*, **63** : 77-98.
- Henry, D. J., et Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70** : 1-15.
- Henry, D. J., Novák, M., Hawthorne, F. C., Ertl, A., Dutrow, B. L., Uher, P., et Pezzotta, F. 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergr'oup minerals. *American Mineralogist*, **96** : 895-913.
- Hofmann, A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth. *Earth Planetary Science Letters*, **90** : 297-314.
- Hoffmann, J.E., Münker, C., Næraa, T., Rosing, M.T., Herwartz, D., Garbe-Schönberg, D., et Svahnberg, H. 2011. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTG. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75** : 4157-4178.
- Holm, D., et Lux, D. 1998. Depths of emplacement and tilting of the Middle Proterozoic (1470 Ma) Wolf River batholith, Wisconsin : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronologic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **35** : 1143-1151.
- Hutchison, C.S. 1975. The norm, its variations, their calculation and relationships. *Schweizerische mineralogische petrografische Mitteilungen*, **55** : 243-256.
- Hyndman, D. W. 1992. *Petrology of igneous and metamorphic rocks. Édité par McGraw-Hill, New York et Londres*, 533p.
- Hynes, A. 1982. A Comparison of Amphiboles from Medium- and Low-Pressure Metabasites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81** : 119-125.
- International Molybdenum Association, 2008. Uses of new Molybdenum. Disponible sur : <https://www.imoa.info/molybdenum-uses/molybdenum-uses.php>
- Irvine, T. N., et Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, **8** : 523-548.
- Jébrak, M. 1992. Les gisements d'or des tonalites archéennes (Abitibi, Québec). *Mineralium Deposita*, **27** : 1-9.
- Jébrak, M., et Doucet, P. 2002. Geology and gold-molybdenum porphyry mineralisation of the Archean Taschereau-Launay plutons, Abitibi, Quebec. *Precambrian Research*, **115** : 329-348.
- Jébrak, M., et Harnois, L. 1991. Two-stage evolution in an Archean tonalite suite: the Taschereau stock, Abitibi (Quebec, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28** : 172-183.
- Jébrak, M., et Marcoux, E. 2008. *Géologie des ressources minérales. Ressources naturelles et Faune, Québec. MRNF, Québec*, 667 p.
- Kerr, P. F. 1959. *Optical Mineralogy. Édité par McGraw-Hill, Université de Californie*, 442 p.

- Kishida, A., et Kerrich, R., 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean Lode Gold Deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*, **82** : 649-690.
- Kranidiotis, P., et MacLean, W. H. 1987. Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82** : 1898-1911.
- Krogh, T. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **46** : 637-649.
- Lacroix, S. 1998. Géométrie structurale et évolution tectonique de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi (partie nord-ouest) : l'influence des failles à faible pendage. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, 489 p.
- Lameyre, J., et Bowden, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Large, R., Gemmell, B., Paulick, H., et Huston, D. L. 2001. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology*, **96** : 957-971.
- Large, R., Thomas, H., Craw, D., Henne, A., et Henderson, S. 2012. Diagenetic pyrite as a source for metals in orogenic gold deposits, Otago Schist, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **55** : 137-149.
- Laurent, O. 2013. Les changements géodynamiques à la transition Archéen-Protérozoïque : étude des granitoïdes de la marge Nord du craton du Kaapvaal (Afrique du Sud). Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, France, 532 p.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., et Doucelance, R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids : Evidence for the onset of « modern-style » plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205** : 208-235.
- Leclerc, F., Houle, P., et Rogers, R. 2010. Géologie de la région de Chapais (32G15-200-0101). Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec. Rapport RP 2010-09, 19 p.
- Leclerc, F., Bédard, J. H., Harris, L. B., McNicoll, V., Goulet, N., Roy, P., et Houle, P. 2011. Tholeiitic to calc-alkaline cyclic volcanism in the Roy Group, Chibougamau area, Abitibi Greenstone Belt – Revised Stratigraphy and implications for VHMS exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **48** : 661-694.
- Leclerc, F., Harris, L. B., Bédard, J. H., van Breemen, O., et Goulet, N. 2012. Structural and Stratigraphic Controls on Magmatic, Volcanogenic, and Shear Zone-Hosted Mineralization in the Chapais-Chibougamau Mining Camp, Northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*, **107** : 963-989.
- Leclerc, F., Talla Takam, F. et Guemache, M. 2015. Géologie – Lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Energie et des Ressources Naturelles, Québec. Carte CG-2015-04.
- Leclerc, F., Roy, P., Houle, P., Pilote, P., Bédard, J. H., Harris, L. B., McNicoll, V. J., van Breemen, O., David, J., et Goulet, N. 2017. Géologie de la région de Chibougamau. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec. Rapport RG 2015-03, 97 p.
- Legault, M. 2003. Environnement métallogénique du couloir de Fancamp avec emphase sur les gisements aurifères de Chevrier, région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat en Ressources Minérales, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, 448 p.

- Legault, M., et Lalonde, A. E. 2009. Discrimination des syénites associées aux gisements aurifères de la Sous-province de l'Abitibi, Québec, Canada. Ministère des Ressources Naturelles et Faune, Québec. Rapport RP 2009-04, 10 p.
- Le Maitre, R.W., 1976. The Chemical Variability of some Common Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, **17** : 589-598.
- Lépine, S. 2009. Le gîte à Au-Cu-Mo de MOP-II (Chibougamau, Québec) : un porphyre Archéen déformé. Mémoire de maîtrise en Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, Montréal, QC, 206 p.
- Liou, P., et Guo, J. 2019. Generation of Archaean TTG Gneisses Through Amphibole-Dominated Fractionation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124** : 3605-3619.
- Locock, A. J. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, **62** : 1-11.
- Long, D.G.F. 1974. Glacial and paraglacial genesis of conglomerate rocks of the Chibougamau Formation (Aphebian), Chibougamau, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **11** : 1236-1252.
- Ludington, S., et Plumlee, G. S. 2009. Climax-Type Porphyry Molybdenum Deposits. U.S. Geological Survey. Open-File Report 2019-1215, 16p.
- Lucassen, F., Dulski, P., Abart, R., Franz, G., Rhede, D., et Romer, R. L. 2010. Redistribution of HFSE elements during rutile replacement by titanite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **160** : 279-295.
- Martin, H. 1987. Evolution in Composition of Granitic Rocks Controlled by Time-Dependent Changes in Petrogenetic Processes : Examples from the Archaean of Eastern Finland. *Precambrian Research*, **35** : 257-276.
- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, **46** : 411-429.
- Martin, H., et Moyen, J.F. 2002. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, **30** : 319-322.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., et Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79** : 1-24.
- Martin, H., Moyen, J.-F., et Rapp, R. 2010. The sanukitoid series : magmatism at the Archean-Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **100** : 15-33.
- Mathieu, L. 2016. Quantifying hydrothermal alteration with normative minerals and other chemical tools at the Beattie Syenite, Abitibi greenstone belt, Canada. *Geochemistry : Exploration, Environment, Analysis*, **16** : 233-244.
- Mathieu, L., et Racicot, D. 2019. Petrogenetic Study of the Multiphase Chibougamau Pluton : Archaean Magmas Associated with Cu-Au Magmato-Hydrothermal Systems. *Minerals*, **9** : article n°174.
- McNicoll, V., Dubé, B., Goutier, J., Mercier-Langevin, P., Dion, C., Monecke, T., Ross, P.-S., Thurston, P., Pilote, P., Bédard, J., Leclerc, F., Bécu, V., Percival, J., Legault, M., Gibson, H., et Ayer, J. 2008. Nouvelles datations U-Pb dans le cadre du projet ICG-3 Abitibi/Plan cuivre : incidences pour l'interprétation géologique et l'exploration des métaux usuels. Québec Exploration 2008, Résumés des conférences et des photoprésentations. Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec. Rapport DV 2008-06, 70 p.

- Middlemost, E. A. K. 1985. *Magmas and Magmatic Rock. An Introduction to Igneous Petrology. Édité par Longman, Londres, New York, 266p.*
- Midra, R., Chown, E. H., et Tait, L. 1992. Géologie de la région du lac Dickson (bande Caopatina-Desmaraisville). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. Rapport MB 91-30 (cf. ET 90-01), 65 p.
- Mortensen, J. 1993. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 1 : Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30** : 11-28.
- Moyen, J.-F. 2011. The composite Archaean grey gneisses : Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, **123** : 21-36.
- Moyen, J.F., et Martin, H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148** : 312–336.
- Moyen, J.F., et Stevens, G. 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics. *Geophysical Monograph Series*, **164** : 149–175.
- Moyen, J.-F., Nédélec, A., Martin, H., et Jayananda, M. 2003. Syntectonic granite emplacement at different structural levels : the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology*, **25** : 611-631.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., Kisters, A. F. F., et Blecher, R. W. 2007. TTG plutons of the Barberton Granitoid – Greenstone Terrain, South Africa. *Dans Earth's Oldest Rocks. Édité par van Kranendonk, M. J., Smithies, R. H., et Bennett, V. C. Elsevier, Amsterdam, Developments in Precambrian Geology*, **15** : 607-667.
- Mueller, W., Chown, E. H., Sharma, K. N. M., Tait, L., et Rocheleau, M. 1989. Paleogeographic and paleotectonic evolution of a basement-controlled Archean supracrustal sequence, Chibougamau-Caopatina, Quebec. *The Journal of Geology*, **94** : 399-420.
- Mulja, T., Williams-Jones, A. E., Wood, S. A., et Boily, M. 1995a. The rare-element-enriched monzogranite – pegmatite – quartz vein systems in the Preissac-Lacorne batholith, Quebec. I. Geology and mineralogy. *The Canadian Mineralogist*, **33** : 793-815.
- Mulja, T., Williams-Jones, A. E., Wood, S. A., et Boily, M. 1995b. The rare-element-enriched monzogranite – pegmatite – quartz vein systems in the Preissac-Lacorne batholith, Quebec. II. Geochemistry and petrogenesis. *The Canadian Mineralogist*, **33** : 817-833.
- Munger, A. 2019. Facteurs de contrôle et organisation des filons aurifères orogéniques du gisement de Goldex, Val-d'Or, Québec. Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, QC, 264 p.
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattich, B. C., Cooper, F. J., et Brooker, R. A. 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171 : article n°85.
- Nebel, O., Capitanio, F. A., Moyen, J.-F., Weinberg, R. F., Clos, F., Nebel-Jacobsen, Y. J., et Cawood, P. A. 2018. When crust comes of age: on the chemical evolution of Archaean, felsic continental crust by crustal drip tectonics. *Philosophical Transactions Royal Society A*, **376** : 1-21.
- Nesse, W. D. 2000. *Introduction to Mineralogy. Édité par Oxford University Press, 442 p.*
- Norman, G. W. H. 1945. Molybdenite deposits and pegmatites in the Preissac-La Corne area, Abitibi County, Quebec. *Economic Geology*, **40** : 1-17.
- Nunes, P. D., et Ayres, L. D. 1992. U-Pb zircon age of the Archean Setting Net Lake porphyry molybdenum occurrence, Northwestern Ontario, Canada. *Economic Geology*, **77** : 1236-1239.

- Oba, T. 2013. Phase relationship of $\text{Ca}_2 \text{Mg}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_6 \text{Al}_2 \text{O}_{22} (\text{OH})_2 - \text{Ca}_2 \text{Mg}_3 \text{Fe}_2^{3+} \text{Si}_6 \text{Al}_2 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ join at high temperature and high pressure – the stability of tschermakite. *Journal of the Faculty of Sciences, Hokkaido University, Series IV*, **18** : 339-350.
- Petford, N., Lister, J. R., et Kerr, R. C. 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, **32** : 161-168.
- Phillips, G. N., et Powell, R. 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology*, **28** : 689-718.
- Phillips, G. N., et Powell, R. 2011. Origin of Witwatersrand gold: a metamorphic devolatilisation – hydrothermal replacement model. *Applied Earth Sciences*, **120** : 112-119.
- Pilote, P., Robert, F., Kirkham, R. V., Daigneault, R., et Sinclair, W. D. 1998. Partie D – Géologie économique. Minéralisations de type porphyrique et filoniennes dans le Complexe du Lac Doré – les secteurs du Lac Clark et de l'Île Merril. *Dans Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau : nouvelle vision du potentiel de découverte ; livret-guide d'excursion, DV 98-03. Édité par Pilote, P.* pp. 71-162.
- Potvin, R. 1991. Etude volcanologique du centre felsique du Lac des Vents, région de Chibougamau. Mémoire de maîtrise en Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC, 132 p.
- Prowatke, S., et Klemme, S. 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70** : 4513-4527.
- Putirka, K. 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, **101** : 841-858.
- Racicot, D., Chown, E. H., et Hanel, T. 1984. Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville Belt : A preliminary survey. *Dans : Chibougamau – Stratigraphy and mineralization. Édité par : Guha, J., et Chown, E. H. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 34* : 178-197.
- Richards, J. P. 2018. A shake-up in the porphyry world ? *Economic Geology*, **113** : 1225-1233.
- Robert, F. 1994. Vein fields in gold districts: The example of Val d'Or, southeastern Abitibi subprovince. *Geological Survey of Canada, Current Research*, **1994-C** : 295-302.
- Robert, F. 2001. Syenite-associated disseminated gold deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Mineralium Deposita*, **36** : 503–516.
- Roman-Berdiel, T., Gapais, D., et Brun, J. P. 1995. Analogue models of laccolith formation. *Journal of Structural Geology*, **17** : 1337-1346.
- Ross, P.-S., et Bédard, J. H. 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **46** : 823-839.
- Rowins, S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, **28** : 491–494.
- Saeki, Y., et Date, J. 1980. Computer application to the alteration data of the footwall dacite lava at the Ezuri Kuroko deposits, Akito Prefecture. *Mining Geology*, **30** : 241-250.
- Sanematsu, K., Ejima, T., Kon, Y., Manaka, T., Zaw, K., Morita, S., et Seo, Y. 2016. Fractionation of rare-earth elements during magmatic differentiation and weathering of calc-alkaline granites in southern Myanmar. *MMineralogical Magazine*, **80** : 77-102.
- Schmidt, M. W., et Poli, S. 2004. Magmatic Epidote. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **56** : 399-430.

- Shervais, J. W. 2008. Tonalites, trondhjemites, and diorites of the Elder Creek ophiolite, California: Low-pressure slab melting and reaction with the mantle wedge. Edition Wright J.E. et Shervais, J.W.: Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson: Geological Society of America Special Paper, **438** : 113-132.
- Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., et Verma, S.P. 2002. What is the « Calc-alkaline Rock Series»? International Geology Review, **44** : 686-701.
- SIGEOM, 2016. SIGEOM (ressource électronique) : Système d'Information Géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1 : 20 000 et 1 : 50 000, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune Québec. Disponible sur : <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>.
- SIGEOM, 2018. SIGEOM (ressource électronique) : Système d'Information Géominière à référence spatiale. Regroupement des données géoscientifiques aux échelles 1 : 20 000 et 1 : 50 000, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune Québec. Disponible sur : <http://sigeom.mines.gouv.qc.ca>.
- Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry copper systems. Economic Geology, **105** : 3–41.
- Sinclair, W.D., 2007. Porphyry deposits. Dans Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Edité par Goodfellow, W.D. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, pp. 223-243.
- Skjerlie, K. P., et Jonhston, A. D. 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures : Implications for the generation of anorogenic granites. Journal of Petrology, **34** : 785-815.
- Smithies, R.H. 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. Earth and Planetary Science Letters, **182** : 115–125.
- Ste-Croix, L. et Doucet, P. 2001. Potentiel en métaux rares dans les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministères des Ressources Naturelles (Québec). Rapport PRO 2001-08, 14 p.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, **12** : 1-33.
- Szopa, K., Gawęda, A., et Müller, A. 2013. The petrogenesis of granitoid rocks unusually rich in apatite in the Western Tatra Mts. (S-Poland, Western Carpathians). Mineralogy and Petrology, **107** : 609-627.
- Tait, L. 1992. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec. Rapport MB 91-29 (cf. ET 90-08), 86 p.
- Tait, L., Pilote, P., et Chown, E. H. 1986. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec. Rapport DP 86-09, 2 plans.
- Tait, L., Pilote, P., et Chown, E.H. 1987. Géologie de la région du lac à l'Eau Jaune – District de Chibougamau – Rapport intérimaire. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec. Rapport préliminaire MB 87-24, 132 p.
- Taner, H., Williams-Jones, A. E., et Wood, S. A. 1998. The nature, origin and physicochemical controls of hydrothermal Mo-Bi mineralization in the Cadillac deposit, Quebec, Canada. Mineralium Deposita, **33** : 579-590.
- Thomas, H. V., Large, R. R., Bull, S. W., Maslennikov, V., Berry, R. F., Fraser, R., Froud, S., et Moye, R. 2011. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia : Insights for ore genesis. Enconomic Geology, **106** : 1-31.

- Trépanier, S. 2011. Guide pratique d'utilisation de différentes méthodes de traitement de l'altération et du métasomatisme. Projet CONSOREM 2008-07, 209 p.
- Turner, F. J. 1981. Metamorphic petrology – Mineralogical, field, and tectonic aspects. *Édité par* McGraw-Hill Book Company, 524 p.
- Vigneressse J-L. 2006. Granitic batholiths: from pervasive and continuous melting in the lower crust to discontinuous and spaced plutonism in the upper crust. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences **97** : 311-324.
- Vigneressse, J. L., et Clemens, J. D. 2000. Granitic magma ascent and emplacement : neither diapirism nor neutral buoyancy. *Dans* Salt, Shale and Igneous Diapirs in and around Europe. *Édité par* Geological Society, London, Special Publications, **174** : 1-19.
- White, A. J. R., et Chappell, B. W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geological Society of America, Memoir, **159** : 21-34.
- Wilkinson, J. J., et Johnston, J. D. 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. *Geology*, **24** : 395-398.
- Windley, B. F., Bishop, F. C., et Smith, J. V. 1981. Metamorphosed layered igneous complexes in Archean granulite-gneiss belts. Annual Review Earth and Planetary Sciences, **9** : 178-198.
- Wolfe, W. J. 1974. Geochemical and biogeochemical exploration research near early Precambrian porphyry-type molybdenum – copper mineralization, Northwestern Ontario, Canada. Journal of Geochemical Exploration, **3** : 25-41.
- Wolfe, W. J. 1976. Geochemical and Biogeochemical Exploration of Molybdenum-Copper Mineralization at Setting Net Lake, District of Kenora (Patricia Portion). Ontario Division of Mines, Geoscience Report 156. 34 p.
- Xu, W., Zhu, D.-C., Wang, Q., Weinberg, R. F., Wang, R., Li, S.-M., Zhang, L.-L., et Zhao, Z.-D. 2019. Constructing the Early Mesozoic Gangdese Crust in Southern Tibet by Hornblende-dominated Magmatic Differentiation. Journal of Petrology, **60** : 515-552.
- Yavuz, F., Karakaya, N., Yildirim, D. K., Karakaya, M. Ç., et Kumral, M. 2014. A Windows program for calculation and classification of tourmaline-supergroup (IMA-2011). Computers & Geosciences, **63** : 70-87.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. Ç. Et Yildirim, D. K. 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. Computers & Geosciences, **81** : 101-113.
- Zane, A., et Weiss, Z 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. Rend. Lincei Sci. Fis. Nat. Ser., **9** : 51-56.
- Zang, W., et Fyfe, W. S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. Mineralium Deposita, **30** : 30-38.
- Zen, E-an 1986. Phase Relations of Peraluminous Granitic Rocks and Their Petrogenetic Implications. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **16** : 21-51.
- Zen, E-an, et Hammarstrom, J. M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12** : 515-518.

ANNEXES

ANNEXE A

Liste des échantillons, des analyses et des lames minces

Tableau A.1 – Liste des échantillons, des analyses et des lames minces (1)

Echantillon	Coordonnées <i>UTM NAD83 Zone 18N</i>		Lithogéochimie	Lame mince		Lith.
	Estant	Nordant		Nom	Type	
MECH18UCD0003AG01	515512,00	5495974,00	MECH18UCD0003AG01	D0003A1	LC	D2
MECH18UCD0019AG01	507713,53	5502346,26	MECH18UCD0019AG01	D019A1	LC	Anv.
MECH18UCD0027AG01	517364,66	5496111,59	MECH18UCD0027AG01	D027A1	LC	T1
MECH18UCD0027BG01	517364,66	5496111,59	MECH18UCD0027BG01	D027B1	LP	E
MECH18UCD0041AG02	508179,36	5494294,45	MECH18UCD0041AG02	D041A2	LP	C2
MECH18UCD0042AG02	507725,12	5494184,24	MECH18UCD0042AG02	D042A2	LP	C2
MECH18UCD0043AG02	507045,22	5494485,14	MECH18UCD0043AG02	D043A2	L-NC	C1
MECH18UCD0043CG01	507045,22	5494485,14	MECH18UCD0043CG01	D043C1	LC	T2
MECH18UCD0044AG01	507042,59	5494708,33	MECH18UCD0044AG01	D044A1	LC	C1
MECH18UCD0045AG01	507545,89	5495800,30	MECH18UCD0045AG01	D045A1	LC	E
MECH18UCD0045BG01	507545,89	5495800,30		D045B1	LC	C1
MECH18UCD0053AG01	510560,91	5494983,48	MECH18UCD0053AG01	D053A1	LC	C1
MECH18UCD0053BG02	510560,91	5494983,48	MECH18UCD0053BG02	D053B2	L-NC	T2
MECH18UCD0054AG01	513262,00	5497974,00	MECH18UCD0054AG01	D054A1	LC	D1
MECH18UCD0054BG01	513262,00	5497974,00		D054B1	LC	T2
MECH18UCD0054CG01	513262,00	5497974,00		D054C1	LC	D1
MECH18UCD0054DG01	513262,00	5497974,00	MECH18UCD0054DG01	D054D1	LC	T2
MECH18UCD0054EG01	513262,00	5497974,00	MECH18UCD0054EG01	D054E1	LP	D1
MECH18UCD0054FG01	513262,00	5497974,00	MECH18UCD0054FG01	D054F1	L-NC	D2
MECH18UCD0054GG01	513262,00	5497974,00	MECH18UCD0054GG01	D054G1	L-NC	Ap.
MECH18UCD0054IG01	513262,00	5497974,00		D054I1	L-NC	Cis.
MECH18UCD0055AG01	513115,00	5498074,00	MECH18UCD0055AG01	D055A1	LP	E
MECH18UCD0055AG01	513115,00	5498074,00		D055A2	LC	D1
MECH18UCD0055BG02	513115,00	5498074,00	MECH18UCD0055BG02	D055B2	LC	D.F.
MECH18UCD0058BG02	509768,55	5496015,71	MECH18UCD0058BG02	D058B2	LC	C2
MECH18UCD0063AG01	509824,00	5495836,00	MECH18UCD0063AG01	D063A1	LP	E

Anv. = Pluton d'Anville ; Ap. = aplite ; Cis. = cisaillement ; C1 = phase centrale 1 ; C2 = phase centrale 2 ; D.F. = dyke felsique ; D1 = diorite 1 ; D2 = diorite 2 ; E = enclave ; LC = lame couverte; L-NC = lame non couverte; LP = lame polie; T1 = tonalite 1 ; T2 = tonalite 2

Tableau A.2 – Liste des échantillons, des analyses et des lames minces (2)

Echantillon	Coordonnées <i>UTM NAD83 Zone 18N</i>		Lithogéochimie	Lame mince		Lith.
	Estant	Nordant		Nom	Type	
MECH18UCD0069BG01	520701,04	5495461,84	MECH18UCD0069BG01 / #1	D069B1	L-NC	D2
MECH18UCD0069BG01	520701,04	5495461,84	MECH18UCD0069BG01 / DUPLICATA			
MECH18UCD0069CG02	520701,04	5495461,84	MECH18UCD0069CG02	D069C2	LP	D2
MECH18UCD0072AG01	519249,93	5491090,87	MECH18UCD0072AG01	D072A1	LC	D2
MECH18UCD0108BG01	503519,23	5497323,87		D108B1	LP	T2
MECH18UCD0111AG01	498992,91	5496235,14	MECH18UCD0111AG01	D111A1	LC	T1
MECH18UCD0112AG01	497243,55	5490547,44		D112A1	LC	T2
MECH18UCD0116AG01	495305,18	5493545,39	MECH18UCD0116AG01 / #1	D116A1	LC	T1
MECH18UCD0116AG01	495305,18	5493545,39	MECH18UCD0116AG01 / DUPLICATA			
MECH18UCD0117AG01	497667,97	5488796,70	MECH18UCD0117AG01 / #1	D117A1	L-NC	T2
MECH18UCD0117AG01	497667,97	5488796,70	MECH18UCD0117AG01 / DUPLICATA			
MECH18UCD0121AG01	513748,00	5499454,00	MECH18UCD0121AG01	D121A1	LC	D.F.
MECH18UCD0135AG01	513216,00	5498063,00		D135A1	LC	T2
MECH18UCD0135AG02	513216,00	5498063,00		D135A2	LP	T2
MECH18UCD0135DG03	513216,00	5498063,00		D135D3	LP	Vn
MECH18UCD0136AG01	513299,00	5497975,00	MECH18UCD0136AG01 / #1	D136A1	LP	E
MECH18UCD0136AG01	513299,00	5497975,00	MECH18UCD0136AG01 / DUPLICATA			
MECH18UCD0136DG03	513299,00	5497975,00		D136D3	LP	Vn
MECH18UCD0136FG05	513299,00	5497975,00		D136F5	LP	Vn
MECH18UCD0137CG03	513257,00	5497971,00		D137C3	LP	Vn
MECH18UCD0137FG06	513257,00	5497971,00		D137F6	LP	Vn
MECH18UCD0137GG07	513257,00	5497971,00		D137G7	LP	Vn
MECH18UCD0137IG09	513257,00	5497971,00		D137I9	LC	Bré.
MECH18UCD0137JG10	513257,00	5497971,00	MECH18UCD0137JG10	D137J10	LC	T2

Bré. = dyke de pegmatite bréchifiée ; D.F. = dyke felsique ; D2 = diorite 2 ; E = enclave ; LC = lame couverte; L-NC = lame non couverte; LP = lame polie; T1 = tonalite 1 ; T2 = tonalite 2 ; Vn = veine

ANNEXE B

Procédures analytiques

Tableau B.1 – Détail des procédures analytiques utilisées par ALS Chemex pour les analyses lithogéochimiques de type roche totale

PROCÉDURES ANALYTIQUES		
ALS Code	Description	Instrument
ME- ICP06	Whole Rock Package – ICP-AES	ICP-AES
C- IR07	Total Carbon (Leco)	LECO
S- IR08	Total Sulphur (Leco)	LECO
ME- MS81	Lithium Borate Fusion ICP-MS	ICP-MS
ME- MS42	Up to 34 elements by ICP-MS	ICP-MS
OA- GRA05	Loss on Ignition at 1000C	WST-SEQ
TOT- ICP06	Total Calculation for ICP06	
ME- 4ACD81	Base Metal by 4-acid dig.	ICP-AES
CI- IC881	CI – KOH fusion and IC	
F- IC881	F – KOH fusion and IC	
OA- GRA08b	Specific Gravity for Pulps	WST-SIM

Tableau B.2 – Synthèse des procédures utilisées par ALS Chemex pour l'analyse lithogéochimique de type roche totale et les limites de détection associée

Procédure						
ME-ICP06	Analyse des éléments majeurs au ICP-AES sur 2g de poudre de roche. Limite de détection basse de 0,01 wt %					
ME-MS81	Analyse des éléments traces au LA-ICP-MS après fusion au lithium-bore et digestion à l'acide sur 2g de poudre de roche. Limites de détection basse et haute (en ppm) ci-dessous :					
	Ba	0,5 - 10 000	Ho	0,01 - 1 000	Ta	0,1 - 2 500
	Ce	0,1 - 10 000	La	0,1 - 10 000	Tb	0,01 - 1 000
	Cr	10 - 10 000	Lu	0,01 - 1 000	Th	0,05 - 1 000
	Cs	0,01 - 10 000	Nb	0,2 - 2 500	Tm	0,01 - 1 000
	Dy	0,05 - 1 000	Nd	0,1 - 10 000	U	0,05 - 1 000
	Er	0,03 - 1 000	Pr	0,03 - 1 000	V	5 - 10 000
	Eu	0,03 - 1 000	Rb	0,2 - 10 000	W	1 - 10 000
	Ga	0,1 - 1 000	Sm	0,03 - 1 000	Y	0,1 - 10 000
	Gd	0,05 - 1 000	Sn	1 - 10 000	Yb	0,03 - 1 000
	Hf	0,2 - 10 000	Sr	0,1 - 10 000	Zr	2 - 10 000
ME-4ACD81	Analyse des éléments traces au ICP-AES après digestion 4 acides sur 0,25g de poudre de roche. Limites de détection basse et haute (en ppm) ci-dessous :					
	Ag	0,5 - 100	Cu	1 - 10 000	Pb	2 - 10 000
	As	5 - 10 000	Li	10 - 10 000	Sc	1 - 10 000
	Cd	0,5 - 1 000	Mo	1 - 10 000	Tl	10 - 10 000
	Co	1 - 10 000	Ni	1 - 10 000	Zn	2 - 10 000
ME-MS42	Analyse des éléments à basse limite de détection au ICP-MS après digestion par eau régale de 0,5g de roche. Limites de détection basse et haute (en ppm) ci-dessous :					
	Ag	0,01 - 25	Re	0,001 - 250	Tl	0,02 - 250
	As	0,1 - 250	Sb	0,05 - 250	U	0,05 - 250
	Bi	0,01 - 250	Se	0,2 - 250		
	Hg	0,005 - 25	Te	0,01 - 250		
ME-IR08	C (total) et S (total) mesurés par un essai dans un four LECO (limites de détection de 0,01 à 50 % chacun)					
OA-GRA05	Perte au feu mesurée à 1 000 °C					

ANNEXE C

**Méthodologie de préparation des données de lithogéochimie pour effectuer les
traitements sous Lithomodeleur**

La base de données brute des analyses lithogéochimiques a été formatée sous Excel avant d'être convertie en base de données Access, puis importée sous Lithomodeleur. Ce formatage consiste à :

(1) adapter la mise en forme : remplacement de « . » par des « , » ; remplacement des « < » par des « - », pour les valeurs inférieures aux limites de détection ; renommer les en-têtes de colonnes selon la nomenclature utilisée par Lithomodeleur ;

(2) supprimer les colonnes où il n'y a pas de valeurs pour les éléments mesurés (Ag, Cd, Hg ou Re), ou lorsque les valeurs sont inutilisables car trop proches des limites de détection (par exemple, -1, 1 et 2 pour le Mo) ;

(3) supprimer les oxydes (mineurs) pour lesquels l'élément a été analysé de façon plus précise, en ppm (SrO, Cr₂O₃ ou BaO) ;

(4) le package analytique choisi par *Metal Earth* comprend l'analyse du Fe₂O_{3T}, qui doit être converti en FeO et Fe₂O₃, en utilisant la série d'équations suivante :

- Choix d'un ratio Fe₂O₃ / Fe₂O_{3T} (x), approximé pour chaque échantillon à partir du diagramme *Total Alkali Silica* (TAS) d'après les travaux de Middlemost (1985). On fait l'hypothèse de départ que les roches ne sont pas ou très peu altérées, comme il sera discuté plus loin ;

$$x = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_{3T}} \quad (1)$$

- Calcul de Fe₂O_{3éq} pour chaque échantillon, à l'aide du ratio x estimé et le Fe₂O_{3T} analysé :

$$Fe_2O_{3éq} = x \times Fe_2O_{3T} \quad (2)$$

- Calcul de FeO :

$$Fe_2O_{3T} = Fe_2O_3 + Fe_2O_{3éq} \quad (3)$$

Avec $y = 1,1114$ pour équilibrer l'oxygène :

$$Fe_2O_{3éq} = y \times FeO \quad (4)$$

$$Fe_2O_{3T} = y \times FeO + x \times Fe_2O_{3T} \quad (5)$$

$$FeO = \frac{Fe_2O_{3T} (1 - x)}{y} \quad (6)$$

- Calcul de Fe₂O_{3éq} grâce à l'équation (4).

ANNEXE D

Cartographies de détail des décapages 1, 2 et 3b de l'indice Moly-Desgagné

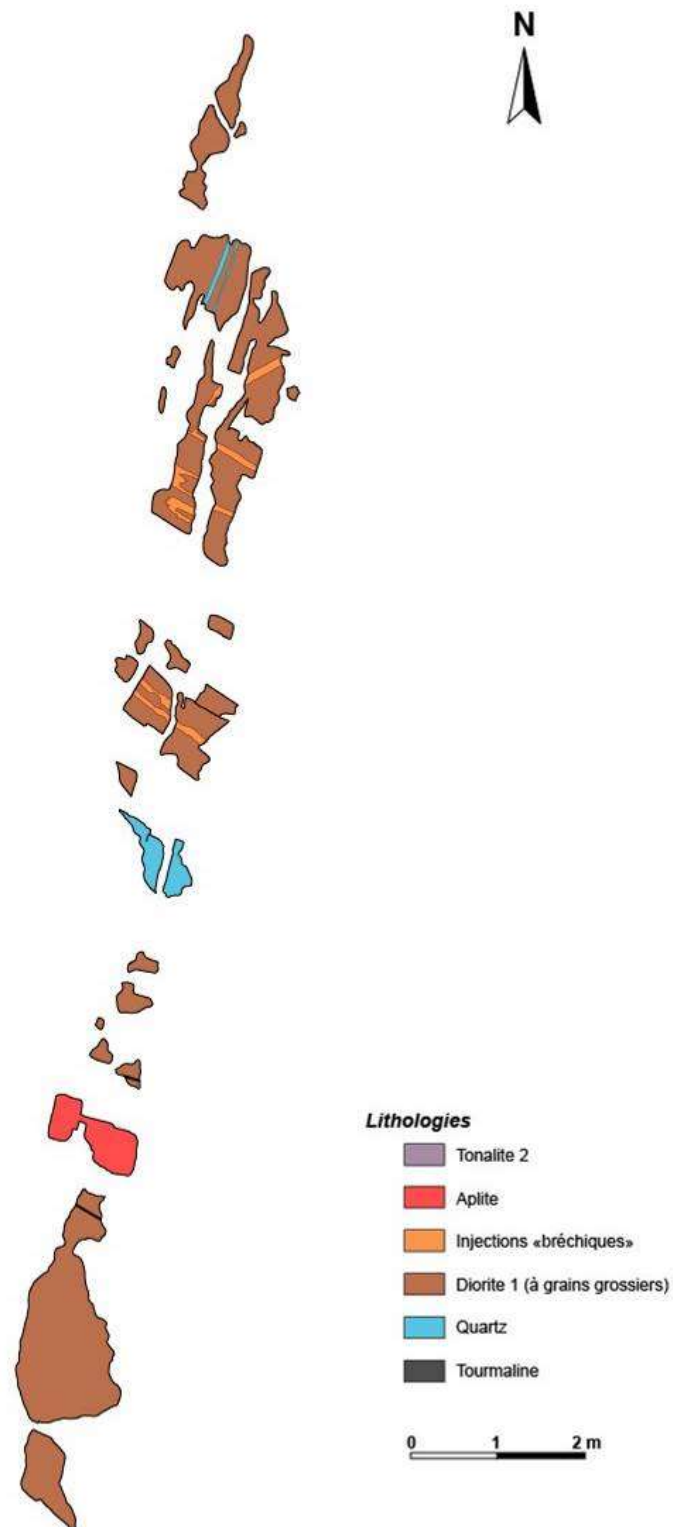


Figure D.1 – Cartographie du décapage 1 de l'indice Moly-Desagné

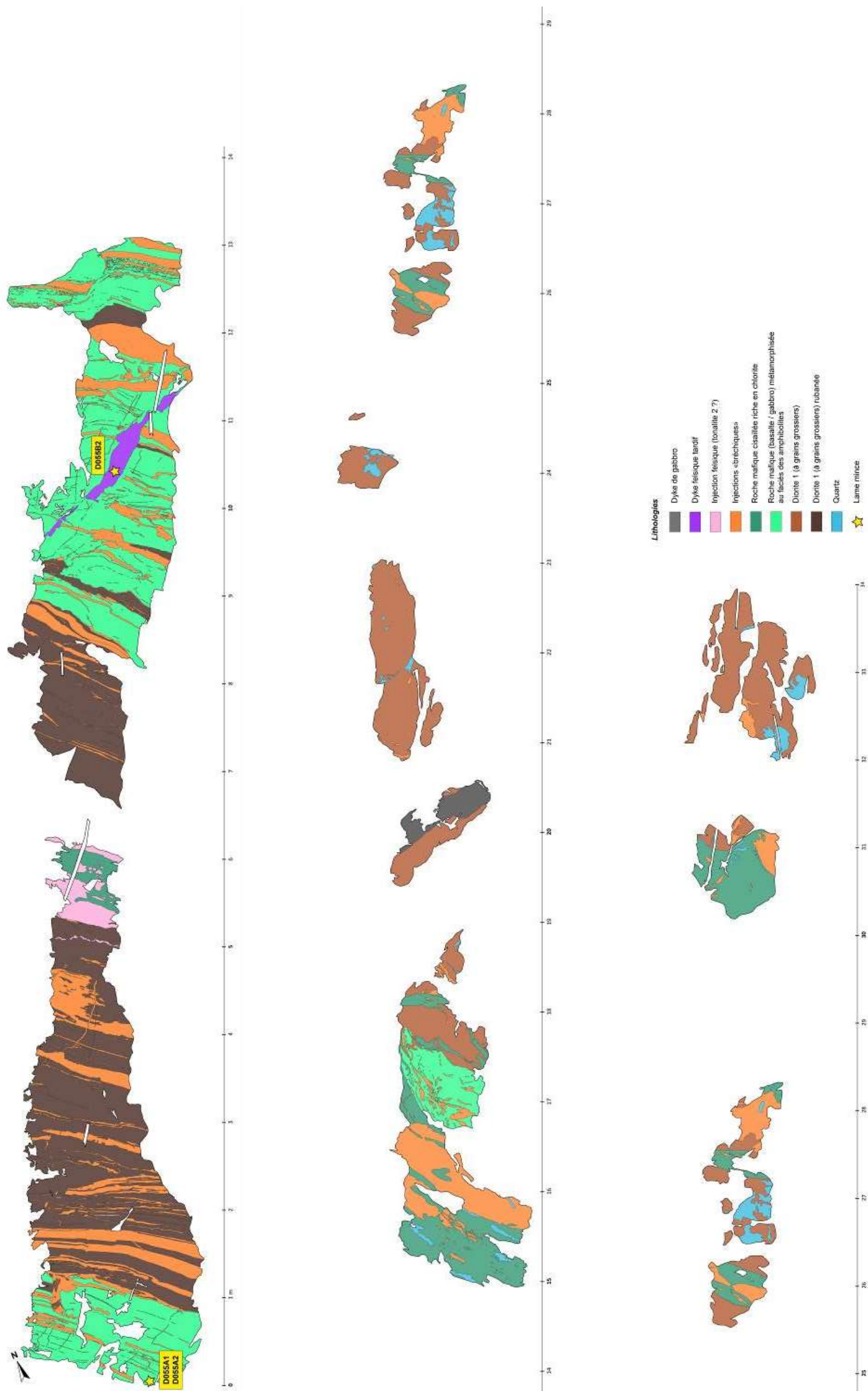


Figure D.2 – Cartographie du décapage 2 de l'indice Moly-Desagné

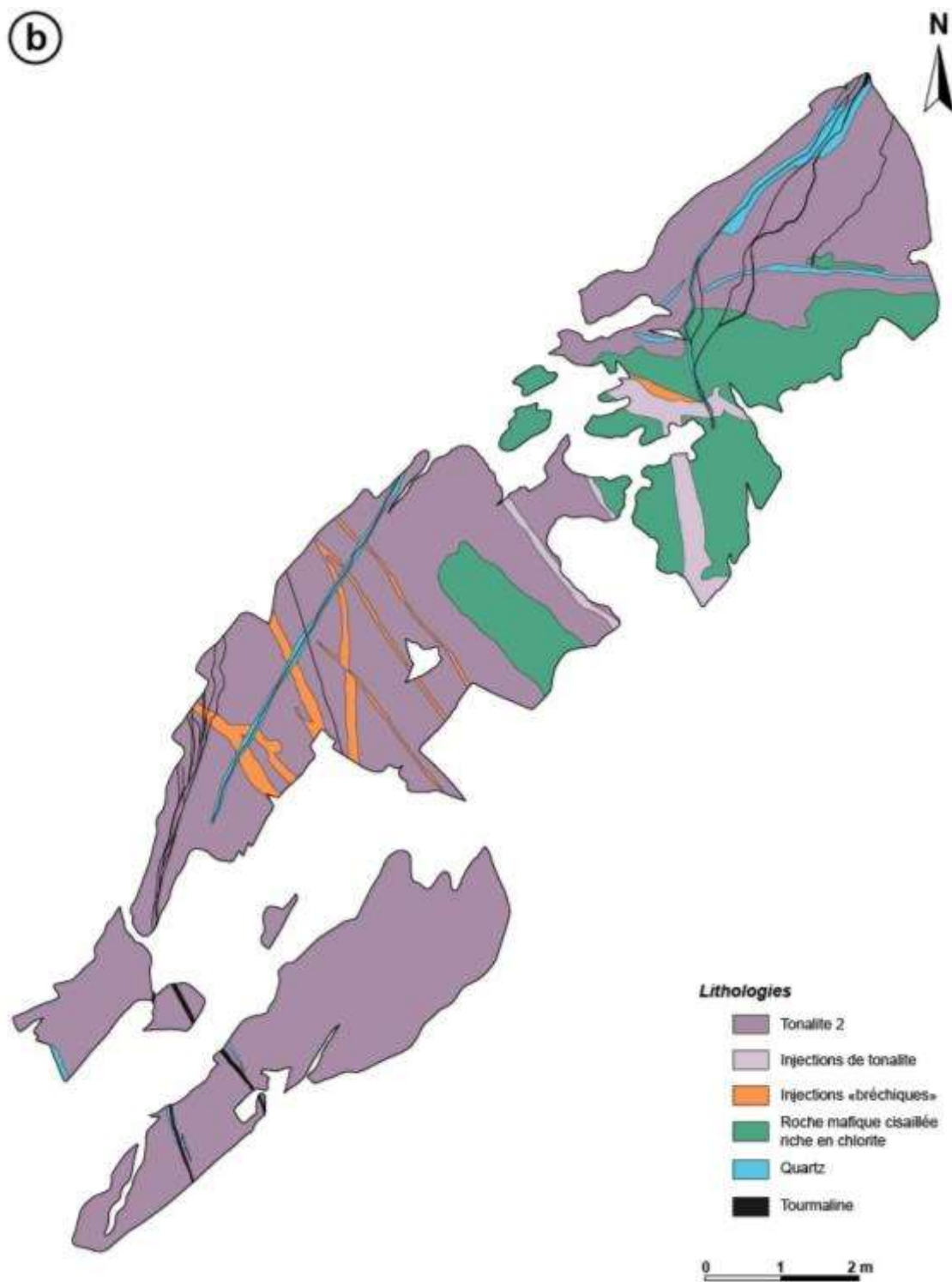


Figure D.3 – Cartographie du décapage 3b de l'indice Moly-Desgagné

ANNEXE E

Analyses in situ

Tableau E.1 – Analyses des feldspaths à la microsonde électronique (1)

Lame	D041A2									
Analyse wt %	C1 Fdth1	C1 Fdth2	C1 Fdth3	C2 Fdth1	C2 Fdth2	C3 Fdth1	C3 Fdth2	C4 Fdth1	C4 Fdth2	C4 Fdth3
SiO ₂	59,64	56,17	56,32	56,59	55,63	99,80	56,66	55,75	55,48	57,44
TiO ₂	0,001	0,015	0,016	0,011	0,000	0,007	0,005	0,001	0,012	0,000
Al ₂ O ₃	25,99	28,18	27,89	27,55	28,49	0,077	27,64	28,11	28,39	27,05
MgO	0,004	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000
CaO	7,045	9,850	9,612	9,572	10,43	0,039	9,612	10,30	10,52	8,948
FeO	0,134	0,073	0,038	0,313	0,010	0,172	0,065	0,030	0,012	0,023
SrO	0,080	0,054	0,046	0,078	0,072	0,000	0,088	0,065	0,045	0,066
BaO	0,022	0,000	0,011	0,008	0,005	0,003	0,004	0,000	0,021	0,024
Na ₂ O	7,524	5,559	5,827	5,931	5,512	0,000	5,986	5,578	5,359	6,327
K ₂ O	0,045	0,030	0,041	0,048	0,039	0,002	0,041	0,042	0,036	0,044
TOTAL	100,48	99,93	99,80	100,10	100,20	100,10	100,11	99,88	99,87	99,92
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 8 oxygènes									
Si	2,648	2,522	2,532	2,541	2,498		2,541	2,510	2,498	2,575
Al	1,359	1,491	1,477	1,458	1,508		1,461	1,491	1,507	1,429
<i>Site Y</i>	4,007	4,013	4,009	3,998	4,005		4,002	4,001	4,005	4,004
Ca	0,335	0,474	0,463	0,460	0,502		0,462	0,497	0,507	0,430
Na	0,648	0,484	0,508	0,516	0,480		0,520	0,487	0,468	0,550
K	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002		0,002	0,002	0,002	0,003
<i>Site X</i>	0,985	0,959	0,973	0,979	0,984		0,985	0,986	0,977	0,982
Ab (%)	65,73	50,44	52,19	52,71	48,77		52,86	49,39	47,87	55,99
An (%)	34,01	49,38	47,57	47,01	51,00		46,90	50,37	51,92	43,76
Or (%)	0,26	0,18	0,24	0,28	0,22		0,24	0,24	0,21	0,26
Feldspath	And.	And.	And.	And.	Lab.	Quartz	And.	Lab.	Lab.	And.

And. = andésine ; *Lab.* = labradorite

Tableau E.2 – Analyses des feldspaths à la microsonde électronique (2)

Lame	D041A2		D058B2							
Analyse wt %	C4 Fdth4	C5 Fdth1	C2 Fdth1	C2 Fdth2	C2 Fdth3	C4 Fdth1	C4 Fdth2	C4 Fdth3	C5 Fdth1	C5 Fdth2
SiO ₂	57,41	57,68	58,86	59,21	58,65	62,22	58,88	58,92	60,01	59,36
TiO ₂	0,000	0,014	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,001	0,008	0,013
Al ₂ O ₃	27,14	27,09	26,19	26,10	26,02	23,96	26,18	25,72	25,38	25,53
MgO	0,000	0,003	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	9,006	8,507	7,933	7,621	7,929	5,354	7,784	7,684	6,922	7,342
FeO	0,030	0,138	0,010	0,029	0,025	0,209	0,034	0,014	0,035	0,039
SrO	0,062	0,117	0,014	0,072	0,045	0,024	0,071	0,030	0,069	0,063
BaO	0,005	0,002	0,002	0,000	0,014	0,017	0,030	0,000	0,008	0,005
Na ₂ O	6,267	6,512	6,937	7,036	7,065	8,630	7,023	7,139	7,551	7,230
K ₂ O	0,046	0,059	0,045	0,063	0,056	0,041	0,034	0,051	0,057	0,056
TOTAL	99,97	100,13	100,00	100,14	99,81	100,45	100,03	99,56	100,04	99,64
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 8 oxygènes									
Si	2,572	2,580	2,626	2,637	2,626	2,749	2,628	2,640	2,672	2,656
Al	1,433	1,428	1,377	1,370	1,373	1,247	1,377	1,359	1,331	1,346
Site Y	4,005	4,008	4,003	4,007	3,998	3,996	4,005	3,999	4,003	4,002
Ca	0,432	0,408	0,379	0,364	0,380	0,253	0,372	0,369	0,330	0,352
Na	0,544	0,565	0,600	0,608	0,613	0,739	0,608	0,620	0,652	0,627
K	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003
Site X	0,979	0,976	0,982	0,975	0,997	0,995	0,982	0,992	0,985	0,982
Ab (%)	55,58	57,87	61,12	62,33	61,52	74,30	61,89	62,52	66,16	63,85
An (%)	44,15	41,78	38,62	37,31	38,15	25,47	37,91	37,19	33,51	35,83
Or (%)	0,27	0,34	0,26	0,36	0,32	0,23	0,20	0,30	0,33	0,32
Feldspath	And.	And.	And.	And.	And.	Olig.	And.	And.	And.	And.

And. = andésine ; *Lab.* = labradorite ; *Olig.* = oligoclase

Tableau E.3 – Analyses des feldspaths à la microsonde électronique (3)

Lame	D058B2						D063A1			
Analyse wt %	C5 Fdth3	C6 Fdth1	C7 Fdth1	C7 Fdth2	C8 Fdth1	C8 Fdth2	C1 Fdth1	C1 Fdth2	C2 Fdth1	C2 Fdth2
SiO₂	60,19	59,82	61,79	58,66	60,16	59,55	60,93	61,23	55,53	52,67
TiO₂	0,000	0,001	0,000	0,009	0,003	0,000	0,003	0,003	0,000	0,004
Al₂O₃	25,26	25,01	24,14	26,12	25,36	25,65	25,09	25,01	28,70	30,60
MgO	0,005	0,003	0,025	0,011	0,004	0,001	0,004	0,007	0,002	0,007
CaO	6,954	7,013	5,133	7,931	6,865	7,333	6,480	6,375	10,37	12,76
FeO	0,017	0,028	0,139	0,060	0,025	0,030	0,378	0,183	0,181	0,112
SrO	0,036	0,053	0,060	0,058	0,035	0,050	0,023	0,003	0,024	0,034
BaO	0,030	0,000	0,062	0,004	0,020	0,000	0,015	0,001	0,029	0,010
Na₂O	7,454	7,350	8,486	6,950	7,489	7,249	7,262	7,862	5,255	4,220
K₂O	0,051	0,067	0,264	0,047	0,063	0,058	0,060	0,042	0,034	0,036
TOTAL	100,00	99,35	100,10	99,85	100,03	99,92	100,24	100,72	100,13	100,45
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 8 oxygènes									
Si	2,679	2,680	2,742	2,624	2,676	2,656	2,700	2,702	2,493	2,376
Al	1,325	1,321	1,262	1,377	1,330	1,348	1,310	1,300	1,519	1,627
<i>Site Y</i>	<i>4,003</i>	<i>4,001</i>	<i>4,004</i>	<i>4,001</i>	<i>4,006</i>	<i>4,004</i>	<i>4,010</i>	<i>4,002</i>	<i>4,012</i>	<i>4,003</i>
Ca	0,332	0,337	0,244	0,380	0,327	0,350	0,308	0,301	0,499	0,617
Na	0,643	0,638	0,730	0,603	0,646	0,627	0,624	0,673	0,457	0,369
K	0,003	0,004	0,015	0,003	0,004	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002
<i>Site X</i>	<i>0,977</i>	<i>0,979</i>	<i>0,989</i>	<i>0,985</i>	<i>0,977</i>	<i>0,980</i>	<i>0,935</i>	<i>0,976</i>	<i>0,958</i>	<i>0,988</i>
Ab (%)	65,79	65,22	73,81	61,16	66,13	63,93	66,73	68,89	47,74	37,37
An (%)	33,92	34,39	24,67	38,57	33,50	35,73	32,91	30,87	52,06	62,43
Or (%)	0,30	0,39	1,51	0,27	0,36	0,34	0,36	0,24	0,20	0,21
Feldspath	And.	And.	Olig.	And.	And.	And.	And.	And.	Lab.	Lab.

And. = andésine ; *Lab.* = labradorite ; *Olig.* = oligoclase

Tableau E.4 – Analyses des feldspaths à la microsonde électronique (4)

Lame		D063A1					
Analyse	C4	C4	C4	C5	C5	C6	C7
<i>wt %</i>	Fdth1	Fdth2	Fdth3	Fdth1	Fdth2	Fdth1	Fdth1
SiO₂	55,14	59,34	55,16	98,77	55,05	52,47	53,33
TiO₂	0,000	0,000	0,001	0,006	0,006	0,008	0,000
Al₂O₃	28,74	26,05	28,97	0,066	28,91	30,40	30,41
MgO	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
CaO	10,68	7,537	10,59	0,059	10,76	12,73	12,32
FeO	0,114	0,183	0,121	0,258	0,071	0,058	0,183
SrO	0,035	0,017	0,024	0,000	0,037	0,003	0,002
BaO	0,024	0,013	0,015	0,000	0,033	0,010	0,013
Na₂O	5,230	7,268	5,165	0,012	5,155	3,938	4,293
K₂O	0,034	0,055	0,037	0,008	0,039	0,031	0,034
TOTAL	100,01	100,46	100,08	99,18	100,06	99,65	100,58
Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 8 oxygènes							
<i>apfu</i>							
Si	2,482	2,637	2,479		2,477	2,382	2,397
Al	1,525	1,364	1,534		1,533	1,626	1,611
<i>Site Y</i>	4,006	4,001	4,013		4,009	4,009	4,008
Ca	0,515	0,359	0,510		0,519	0,619	0,593
Na	0,456	0,626	0,450		0,450	0,347	0,374
K	0,002	0,003	0,002		0,002	0,002	0,002
<i>Site X</i>	0,973	0,988	0,962		0,970	0,967	0,970
Ab (%)	46,90	63,37	46,78		46,33	35,83	38,59
An (%)	52,90	36,32	53,00		53,44	63,98	61,21
Or (%)	0,20	0,32	0,22		0,23	0,18	0,20
Feldspath	Lab.	And.	Lab.	Quartz	Lab.	Lab.	Lab.

And. = andésine ; *Lab.* = labradorite

Tableau E.5 – Analyses des amphiboles à la microsonde électronique (1)

Lame	D027B1									
Analyse wt %	C1_A1	C1_A2	C2_A1	C2_A2	C3_A1	C3_A2	C4_A1	C4_A2	C4_A3	C4_A4
SiO ₂	50,25	49,32	50,09	48,81	50,06	50,38	50,80	50,78	49,23	49,39
TiO ₂	0,381	0,359	0,411	0,306	0,276	0,382	0,300	0,306	0,397	0,197
Al ₂ O ₃	5,749	6,592	5,663	7,008	5,936	5,741	5,048	5,288	6,397	6,541
MnO	0,266	0,251	0,283	0,242	0,205	0,243	0,284	0,257	0,269	0,248
FeO	14,09	14,07	14,06	14,68	13,95	13,85	13,96	13,72	14,56	14,47
MgO	14,05	13,61	14,24	13,15	14,31	14,09	14,61	14,42	13,51	13,67
CaO	11,90	12,26	12,03	12,13	12,19	12,27	11,75	12,06	12,10	11,99
Na ₂ O	0,661	0,691	0,635	0,738	0,569	0,598	0,593	0,498	0,601	0,763
K ₂ O	0,205	0,293	0,210	0,303	0,242	0,235	0,166	0,198	0,284	0,241
Cl	0,005	0,006	0,024	0,008	0,000	0,006	0,003	0,004	0,014	0,016
TOTAL	97,56	97,45	97,63	97,37	97,73	97,79	97,51	97,54	97,37	97,52
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes									
Si	7,237	7,155	7,211	7,099	7,196	7,259	7,283	7,300	7,139	7,142
Al	0,763	0,845	0,789	0,901	0,804	0,741	0,717	0,700	0,861	0,858
Site T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,041	0,039	0,045	0,033	0,030	0,041	0,032	0,033	0,021	0,043
Al	0,213	0,282	0,171	0,300	0,201	0,234	0,136	0,196	0,253	0,235
Fe ³⁺	0,572	0,427	0,603	0,488	0,586	0,426	0,710	0,547	0,594	0,552
Mn ²⁺	0,032	0,031	0,035	0,030	0,025	0,030	0,034	0,031	0,030	0,033
Fe ²⁺	1,125	1,279	1,089	1,298	1,091	1,242	0,964	1,102	1,155	1,215
Mg	3,016	2,942	3,057	2,851	3,067	3,027	3,123	3,090	2,946	2,921
Site C	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,999	4,999	4,999	4,999
Ca	1,836	1,905	1,855	1,891	1,877	1,894	1,805	1,858	1,857	1,881
Na	0,164	0,095	0,145	0,109	0,123	0,106	0,165	0,139	0,143	0,119
Site B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,970	1,997	2,000	2,000
Na	0,021	0,099	0,032	0,099	0,036	0,061	0,000	0,000	0,071	0,050
K	0,038	0,054	0,039	0,056	0,044	0,043	0,030	0,036	0,044	0,053
Site A	0,059	0,153	0,071	0,155	0,080	0,104	0,030	0,036	0,115	0,103
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,999	1,999	1,994	1,998	2,000	1,999	1,999	1,999	1,996	1,997
Cl	0,001	0,001	0,006	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,004	0,003
Site W	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Σ T, C, B, A	15,058	15,153	15,071	15,155	15,080	15,104	14,999	15,032	15,114	15,102
Amphibole	M-F-H	M-F-H	M-F-H	M-F-H	M-F-H	M-F-H	M-F-H	M-F-H	M-F-H	M-F-H

M-F-H = magnésio-ferri-hornblende

Tableau E.6 – Analyses des amphiboles à la microsonde électronique (2)

Lame	D041A2									
Analyse wt %	C1_A1	C1_A2	C1_A3	C1_A4	C2_A1	C2_A2	C2_A3	C3_A1	C3_A2	C5_A1
SiO ₂	44,68	42,58	45,48	42,48	41,32	43,85	45,06	42,73	44,28	40,78
TiO ₂	1,627	0,510	1,397	0,482	0,314	1,477	0,865	0,612	1,742	0,309
Al ₂ O ₃	11,05	14,97	10,94	15,32	16,72	12,20	11,47	15,02	11,19	16,89
MnO	0,255	0,295	0,282	0,264	0,239	0,237	0,297	0,236	0,197	0,198
FeO	18,25	18,08	18,49	17,78	18,46	17,97	18,68	17,77	17,55	18,97
MgO	10,31	8,420	10,48	8,139	7,282	9,501	10,52	8,327	10,05	6,959
CaO	9,976	10,21	9,532	10,38	10,81	10,44	9,291	10,56	10,85	11,10
Na ₂ O	1,540	1,982	1,505	2,026	1,846	1,556	1,433	1,892	1,503	1,717
K ₂ O	0,281	0,330	0,260	0,333	0,313	0,317	0,310	0,282	0,315	0,488
Cl	0,046	0,056	0,057	0,052	0,066	0,049	0,051	0,045	0,033	0,111
TOTAL	98,01	97,43	98,41	97,24	97,36	97,59	97,96	97,48	97,70	97,49
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes									
Si	6,470	6,253	6,515	6,266	6,121	6,424	6,453	6,286	6,497	6,071
Al	1,530	1,747	1,485	1,734	1,879	1,576	1,547	1,714	1,503	1,929
Site T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,177	0,056	0,151	0,054	0,035	0,163	0,093	0,068	0,192	0,035
Al	0,356	0,843	0,362	0,930	1,041	0,531	0,388	0,891	0,432	1,034
Fe ³⁺	1,239	0,952	1,431	0,775	0,748	0,943	1,666	0,766	0,789	0,695
Mn ²⁺	0,031	0,037	0,034	0,033	0,030	0,029	0,036	0,029	0,024	0,025
Fe ²⁺	0,970	1,269	0,785	1,419	1,538	1,259	0,571	1,420	1,365	1,667
Mg	2,225	1,843	2,238	1,790	1,608	2,075	2,245	1,826	2,197	1,545
Site C	4,998	5,000	5,001	5,001	5,000	5,000	4,999	5,000	4,999	5,001
Ca	1,548	1,607	1,463	1,640	1,715	1,638	1,426	1,665	1,705	1,771
Na	0,432	0,393	0,418	0,360	0,285	0,362	0,398	0,335	0,295	0,229
Site B	1,980	2,000	1,881	2,000	2,000	2,000	1,824	2,000	2,000	2,000
Na	0,000	0,171	0,000	0,219	0,246	0,080	0,000	0,204	0,133	0,267
K	0,052	0,062	0,047	0,063	0,059	0,059	0,057	0,053	0,059	0,093
Site A	0,052	0,233	0,047	0,282	0,305	0,139	0,057	0,257	0,192	0,360
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,989	1,986	1,986	1,987	1,983	1,988	1,988	1,989	1,992	1,972
Cl	0,011	0,014	0,014	0,013	0,017	0,012	0,012	0,011	0,008	0,028
Site W	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Σ T, C, B, A	15,030	15,233	14,929	15,283	15,305	15,139	14,880	15,257	15,191	15,361
Amphibole	Fi-Ts	Fi-Ts	Fi-Ts	Tsc	Tsc	Fi-Ts	Fi-Tsc	Tsc	Fi-Ts	Fo-Ts

Fi-Ts = ferri-tschemakite; *Fo-Ts* = ferro-tschemakite ; *Ts* = tschemakite

Tableau E.7 – Analyses des amphiboles à la microsonde électronique (3)

Lame	D041A2		D055A1							
	C5_A2	C5_A3	C1_A1	C1_A2	C2_A1	C2_A2	C3_A1	C3_A2	C4_A1	C4_A2
Analyse										
<i>wt %</i>										
SiO₂	44,19	42,52	43,55	42,37	41,57	40,88	41,54	42,66	42,77	41,69
TiO₂	1,798	0,831	0,921	0,897	0,889	0,817	0,769	0,771	0,864	0,940
Al₂O₃	11,26	15,03	11,08	12,31	13,09	13,88	13,14	12,14	11,83	12,68
MnO	0,220	0,240	0,258	0,248	0,243	0,229	0,249	0,270	0,253	0,254
FeO	17,89	18,00	20,08	20,28	20,25	20,36	20,24	20,07	19,93	20,23
MgO	9,999	8,330	9,004	8,380	7,893	7,636	7,900	8,644	8,533	8,047
CaO	10,59	10,74	11,44	11,34	11,35	11,34	11,39	11,22	11,44	11,31
Na₂O	1,544	1,918	1,519	1,443	1,630	1,481	1,469	1,464	1,556	1,424
K₂O	0,310	0,264	0,485	0,698	0,765	0,905	0,765	0,539	0,602	0,809
Cl	0,042	0,053	0,039	0,017	0,023	0,017	0,022	0,017	0,014	0,023
TOTAL	71,573	72,083	98,359	97,979	97,706	97,532	97,487	97,793	97,789	97,398
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes									
Si	6,465	6,244	6,454	6,316	6,242	6,147	6,241	6,342	6,394	6,268
Al	1,535	1,756	1,546	1,684	1,758	1,853	1,759	1,658	1,606	1,732
<i>Site T</i>	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,198	0,092	0,103	0,101	0,100	0,092	0,087	0,086	0,097	0,106
Al	0,405	0,845	0,388	0,478	0,559	0,607	0,569	0,468	0,477	0,514
Fe³⁺	0,919	0,753	0,792	0,832	0,725	0,803	0,774	0,918	0,704	0,791
Mn²⁺	0,027	0,030	0,032	0,031	0,031	0,029	0,032	0,034	0,032	0,032
Fe²⁺	1,270	1,457	1,696	1,695	1,819	1,757	1,769	1,577	1,788	1,753
Mg	2,181	1,823	1,989	1,862	1,767	1,712	1,770	1,916	1,902	1,804
<i>Site C</i>	5,000	5,000	5,000	4,999	5,001	5,000	5,001	4,999	5,000	5,000
Ca	1,660	1,689	1,816	1,811	1,826	1,826	1,834	1,787	1,833	1,822
Na	0,340	0,311	0,184	0,189	0,174	0,174	0,166	0,213	0,167	0,178
<i>Site B</i>	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,098	0,236	0,253	0,228	0,301	0,258	0,262	0,209	0,284	0,237
K	0,058	0,049	0,092	0,133	0,147	0,174	0,147	0,102	0,115	0,155
<i>Site A</i>	0,156	0,285	0,345	0,361	0,448	0,432	0,409	0,311	0,399	0,392
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,990	1,987	1,990	1,996	1,994	1,996	1,994	1,996	1,996	1,994
Cl	0,010	0,013	0,010	0,004	0,006	0,004	0,006	0,004	0,004	0,006
<i>Site W</i>	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Σ T, C, B, A	15,156	15,285	15,345	15,360	15,449	15,432	15,410	15,310	15,399	15,392
Amphibole	Fi-Ts	Ts	M-Fi-H	Fi-Ts	Fo-Fi-H	Fo-Fi-Ts	Fi-Ts	Fi-Ts	M-Fi-H	Fi-Ts

Fo-Fi-Ts = ferro-ferri-tschemakite; *Fi-Ts* = ferri-tschemakite; *Fo-fi-H* = ferro-ferri-hornblende; *M-Fi-H* = magnésio-ferri-hornblende; *Ts* = tschemakite

Tableau E.8 – Analyses des amphiboles à la microsonde électronique (4)

Lame	D055A1		D058B2							
Analyse wt %	C5_A1	C5_A2	C1_A1	C1_A2	C1_A3	C1_A4	C1_A5	C3_A1	C3_A2	C4_A1
SiO ₂	43,081	41,75	46,189	44,064	43,409	48,067	47,791	45,516	41,460	45,545
TiO ₂	0,871	1,055	1,556	0,400	0,414	0,691	1,211	1,176	0,332	1,383
Al ₂ O ₃	11,492	12,427	9,111	12,679	14,202	7,487	7,895	10,355	15,633	10,593
MnO	0,265	0,242	0,402	0,254	0,279	0,675	0,344	0,371	0,308	0,337
FeO	20,109	20,314	19,170	18,251	18,202	21,168	17,947	19,196	19,430	17,600
MgO	8,809	7,968	11,049	9,083	8,509	12,170	11,942	9,938	7,325	11,084
CaO	11,415	11,295	9,143	10,816	10,751	6,222	9,337	9,799	10,807	9,841
Na ₂ O	1,446	1,498	1,222	1,648	1,696	1,134	1,133	1,278	1,923	1,432
K ₂ O	0,502	0,892	0,216	0,338	0,325	0,184	0,152	0,247	0,415	0,236
Cl	0,033	0,032	0,043	0,045	0,045	0,051	0,021	0,058	0,056	0,056
TOTAL	98,014	97,467	98,099	97,578	97,832	97,848	97,773	97,934	97,690	98,106
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes									
Si	6,404	6,292	6,603	6,485	6,369	6,759	6,819	6,590	6,155	6,535
Al	1,596	1,708	1,397	1,515	1,631	1,241	1,181	1,410	1,845	1,465
Site T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,097	0,120	0,167	0,044	0,046	0,073	0,130	0,128	0,037	0,149
Al	0,417	0,499	0,138	0,685	0,825	0,000	0,147	0,357	0,891	0,327
Fe ³⁺	0,836	0,713	1,746	0,796	0,791	2,489	1,578	1,352	0,809	1,372
Mn ²⁺	0,033	0,031	0,049	0,032	0,035	0,000	0,042	0,045	0,039	0,041
Fe ²⁺	1,664	1,848	0,545	1,450	1,442	0,000	0,563	0,972	1,603	0,740
Mg	1,952	1,790	2,355	1,993	1,861	2,437	2,540	2,145	1,621	2,371
Site C	4,999	5,001	5,000	5,000	5,000	4,999	5,000	4,999	5,000	5,000
Ca	1,818	1,824	1,400	1,706	1,690	0,937	1,427	1,520	1,719	1,513
Na	0,182	0,176	0,339	0,294	0,310	0,309	0,313	0,359	0,281	0,398
Site B	2,000	2,000	1,739	2,000	2,000	1,440	1,740	1,879	2,000	1,911
Na	0,235	0,261	0,000	0,176	0,172	0,000	0,000	0,000	0,273	0,000
K	0,095	0,171	0,039	0,064	0,061	0,033	0,028	0,046	0,079	0,043
Site A	0,330	0,432	0,039	0,240	0,233	0,033	0,028	0,046	0,352	0,043
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,992	1,992	1,990	1,989	1,989	1,988	1,995	1,986	1,986	1,986
Cl	0,008	0,008	0,010	0,011	0,011	0,012	0,005	0,014	0,014	0,014
Site W	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ΣT, C, B, A	15,329	15,433	14,778	15,240	15,233	14,472	14,768	14,924	15,352	14,954
Amphibole	M-Fi-H	Fo-Fi-H	Fi-Ts	Fi-Ts	Ts	Fi-Ts	Fi-Ts	Fi-Ts	Ts	Fi-Ts

Fi-Ts = ferri-tschemakite; *Fo-Fi-H* = ferro-ferri-hornblende; *M-Fi-H* = magnésio-ferri-hornblende; *Ts* = tschemakite

Tableau E.9 – Analyses des amphiboles à la microsonde électronique (5)

Lame	D058B2							D063A1		
Analyse wt %	C4_A2	C7_A1	C7_A2	C8_A1	C8_A2	C9_A1	C9_A2	C1_A1	C1_A2	C2_A1
SiO ₂	45,030	41,553	45,156	46,188	41,883	45,866	43,595	46,518	42,582	47,056
TiO ₂	0,760	0,279	1,164	0,909	0,385	1,167	0,784	0,901	0,412	0,832
Al ₂ O ₃	11,225	16,011	10,372	9,508	14,576	9,359	12,873	9,608	15,532	9,028
MnO	0,368	0,255	0,372	0,453	0,246	0,364	0,324	0,314	0,243	0,293
FeO	19,085	19,233	19,029	19,740	20,580	19,912	18,388	17,226	17,806	17,052
MgO	9,892	7,096	10,609	10,895	6,941	10,999	8,874	10,940	7,953	11,254
CaO	9,486	10,834	9,378	8,740	10,970	8,908	10,454	10,963	11,515	10,852
Na ₂ O	1,461	1,886	1,410	1,307	1,791	1,232	1,875	1,247	1,396	1,100
K ₂ O	0,307	0,434	0,315	0,230	0,410	0,247	0,311	0,281	0,419	0,269
Cl	0,048	0,074	0,041	0,068	0,038	0,050	0,035	0,023	0,035	0,005
TOTAL	97,663	97,655	97,845	98,038	97,820	98,104	97,511	98,021	97,893	97,740
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes									
Si	6,515	6,173	6,501	6,583	6,250	6,543	6,423	6,757	6,280	6,827
Al	1,485	1,827	1,499	1,417	1,750	1,457	1,577	1,243	1,720	1,173
Site T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,083	0,031	0,126	0,097	0,043	0,125	0,087	0,098	0,046	0,091
Al	0,429	0,976	0,261	0,180	0,813	0,116	0,658	0,401	0,979	0,370
Fe ³⁺	1,483	0,715	1,642	1,970	0,746	1,982	0,851	0,829	0,532	0,888
Mn ²⁺	0,045	0,032	0,045	0,055	0,031	0,044	0,040	0,039	0,030	0,036
Fe ²⁺	0,827	1,675	0,649	0,383	1,822	0,394	1,415	1,263	1,664	1,181
Mg	2,134	1,571	2,277	2,315	1,544	2,339	1,949	2,369	1,748	2,434
Site C	5,001	5,000	5,000	5,000	4,999	5,000	5,000	4,999	4,999	5,000
Ca	1,470	1,724	1,447	1,335	1,754	1,362	1,650	1,706	1,820	1,687
Na	0,410	0,276	0,394	0,361	0,246	0,341	0,350	0,294	0,180	0,310
Site B	1,880	2,000	1,841	1,696	2,000	1,703	2,000	2,000	2,000	1,997
Na	0,000	0,268	0,000	0,000	0,272	0,000	0,186	0,057	0,219	0,000
K	0,057	0,082	0,058	0,042	0,078	0,045	0,058	0,052	0,079	0,050
Site A	0,057	0,350	0,058	0,042	0,350	0,045	0,244	0,109	0,298	0,050
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,988	1,981	1,990	1,984	1,990	1,988	1,991	1,994	1,991	1,999
Cl	0,012	0,019	0,010	0,016	0,010	0,012	0,009	0,006	0,009	0,001
Site W	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
ΣT, C, B, A	14,938	15,350	14,899	14,738	15,349	14,748	15,244	15,108	15,297	15,047
Amphibole	Fi-Ts	Fo-Ts	Fi-Ts	Fi-Ts	Fo-Ts	Fi-Ts	Fi-Ts	M-Fi-H	Ts	M-Fi-H

Fi-Ts = ferri-tschemakite; *Fo-Ts* = ferro-tschemakite; *M-Fi-H* = magnésio-ferri-hornblende; *Ts* = tschemakite

Tableau E.10 – Analyses des amphiboles à la microsonde électronique (6)

Lame	D063A1									
Analyse wt %	C2_A2	C3_A1	C3_A2	C4_A1	C4_A2	C5_A1	C5_A2	C6_A1	C7_A1	C7_A2
SiO ₂	42,435	46,628	45,170	45,929	46,006	47,947	45,263	45,218	44,177	47,800
TiO ₂	0,528	1,054	0,770	0,824	0,676	0,642	0,656	0,837	0,741	0,671
Al ₂ O ₃	15,422	9,448	11,816	10,767	11,157	8,334	11,135	11,729	13,263	8,380
MnO	0,250	0,326	0,265	0,288	0,291	0,317	0,281	0,281	0,274	0,326
FeO	16,912	17,316	16,953	16,455	16,104	16,590	16,574	16,755	16,943	16,385
MgO	8,501	10,894	9,897	10,607	10,518	11,754	10,549	10,086	9,334	11,537
CaO	11,486	10,759	11,285	11,230	11,407	11,136	11,470	11,241	11,246	11,098
Na ₂ O	1,468	1,295	1,289	1,159	1,153	1,140	1,113	1,198	1,398	1,058
K ₂ O	0,410	0,325	0,327	0,302	0,275	0,229	0,275	0,351	0,389	0,227
Cl	0,020	0,019	0,024	0,024	0,011	0,011	0,021	0,015	0,025	0,011
TOTAL	97,432	98,062	97,796	97,585	97,598	98,100	97,336	97,711	97,789	97,494
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes									
Si	6,266	6,769	6,610	6,705	6,716	6,932	6,634	6,608	6,476	6,954
Al	1,734	1,231	1,390	1,295	1,284	1,068	1,366	1,392	1,524	1,046
Site T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,059	0,115	0,085	0,090	0,074	0,070	0,072	0,092	0,082	0,073
Al	0,950	0,385	0,648	0,557	0,635	0,352	0,557	0,628	0,767	0,391
Fe ³⁺	0,534	0,845	0,606	0,661	0,555	0,764	0,695	0,654	0,590	0,708
Mn ²⁺	0,031	0,040	0,033	0,036	0,036	0,039	0,035	0,035	0,034	0,040
Fe ²⁺	1,555	1,258	1,469	1,348	1,411	1,242	1,336	1,393	1,487	1,285
Mg	1,871	2,358	2,159	2,308	2,289	2,533	2,305	2,197	2,040	2,502
Site C	5,000	5,001	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,999	5,000	4,999
Ca	1,817	1,673	1,769	1,756	1,784	1,725	1,801	1,760	1,766	1,730
Na	0,183	0,327	0,231	0,244	0,216	0,275	0,199	0,240	0,234	0,270
Site B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,238	0,038	0,135	0,084	0,111	0,045	0,117	0,100	0,164	0,028
K	0,077	0,060	0,061	0,056	0,051	0,042	0,051	0,066	0,073	0,042
Site A	0,315	0,098	0,196	0,140	0,162	0,087	0,168	0,166	0,237	0,070
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,995	1,995	1,994	1,994	1,997	1,997	1,995	1,996	1,994	1,997
Cl	0,005	0,005	0,006	0,006	0,003	0,003	0,005	0,004	0,006	0,003
Site W	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Σ T, C, B, A	15,315	15,099	15,196	15,140	15,162	15,087	15,168	15,165	15,237	15,069
Amphibole	Ts	M-Fi-H	M-H	M-Fi-H	M-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	Ts	M-Fi-H

M-H = magnésio-hornblende; M-Fi-H = magnésio-ferri-hornblende; Ts = tschermakite

Tableau E.11 – Analyses des amphiboles à la microsonde électronique (7)

Lame	D069C2										
Analyse wt %	C1_A1	C1_A2	C2_A1	C2_A2	C3_A1	C3_A2	C4_A1	C4_A2	C4_A3	C5_A1	C5_A2
SiO ₂	46,584	46,613	47,797	47,255	47,236	48,432	46,993	46,475	46,991	46,752	47,373
TiO ₂	1,373	0,868	1,250	1,044	1,211	1,105	1,207	1,342	1,257	1,161	1,160
Al ₂ O ₃	7,586	8,143	6,606	7,309	7,199	6,318	7,166	7,608	7,121	7,607	7,351
MnO	0,454	0,320	0,446	0,433	0,471	0,446	0,409	0,497	0,442	0,414	0,374
FeO	18,727	18,383	18,018	18,166	18,273	17,924	18,291	18,928	18,197	17,922	18,134
MgO	10,828	10,602	11,367	11,170	11,226	11,900	10,994	10,641	11,195	10,971	11,107
CaO	10,832	11,509	11,083	11,348	10,962	11,156	11,448	10,904	11,071	11,418	11,392
Na ₂ O	1,126	1,037	1,002	1,057	1,122	1,047	1,047	1,177	1,104	1,047	1,088
K ₂ O	0,542	0,519	0,549	0,527	0,466	0,444	0,501	0,482	0,470	0,520	0,495
Cl	0,113	0,115	0,114	0,096	0,106	0,094	0,106	0,141	0,083	0,101	0,101
TOTAL	98,164	98,109	98,232	98,404	98,271	98,865	98,161	98,194	97,930	97,913	98,576
apfu	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 23 oxygènes										
Si	6,824	6,862	6,988	6,913	6,896	7,010	6,912	6,822	6,894	6,884	6,924
Al	1,176	1,138	1,012	1,087	1,104	0,990	1,088	1,178	1,106	1,116	1,076
Site T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,151	0,096	0,138	0,115	0,133	0,120	0,134	0,148	0,139	0,129	0,128
Al	0,134	0,274	0,127	0,173	0,134	0,088	0,155	0,138	0,125	0,204	0,190
Fe ³⁺	0,919	0,648	0,751	0,729	0,870	0,826	0,665	0,889	0,821	0,654	0,663
Mn ²⁺	0,056	0,040	0,055	0,054	0,058	0,055	0,051	0,062	0,055	0,052	0,046
Fe ²⁺	1,376	1,615	1,452	1,494	1,361	1,344	1,585	1,435	1,412	1,553	1,553
Mg	2,365	2,327	2,478	2,436	2,443	2,568	2,411	2,328	2,448	2,408	2,420
Site C	5,001	5,000	5,001	5,001	4,999	5,001	5,001	5,000	5,000	5,000	5,000
Ca	1,700	1,815	1,736	1,779	1,715	1,730	1,804	1,715	1,740	1,801	1,784
Na	0,300	0,185	0,264	0,221	0,285	0,270	0,196	0,285	0,260	0,199	0,216
Site B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,020	0,111	0,020	0,078	0,032	0,024	0,103	0,050	0,054	0,100	0,092
K	0,101	0,097	0,102	0,098	0,087	0,082	0,094	0,090	0,088	0,098	0,092
Site A	0,121	0,208	0,122	0,176	0,119	0,106	0,197	0,140	0,142	0,198	0,184
O (non W)	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000	22,000
OH	1,972	1,971	1,972	1,976	1,974	1,977	1,974	1,965	1,979	1,975	1,975
Cl	0,028	0,029	0,028	0,024	0,026	0,023	0,026	0,035	0,021	0,025	0,025
Site W	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Σ T, C, B, A	15,122	15,208	15,123	15,177	15,118	15,107	15,198	15,140	15,142	15,198	15,184
Amphibole	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H	M-Fi-H

M-Fi-H = magnésio-ferri-hornblende

Tableau E.12 – Analyse des chlorites à la microsonde électronique (1)

Lame	D135A2								D135D3	
Analyse wt %	C1_C1	C1_C2	C2_C1	C2_C2	C3_C1	C3_C2	C4_C1	C4_C2	C1_C1	C1_C2
SiO ₂	24,524	23,467	23,425	25,346	24,303	23,173	23,349	23,812	26,982	25,163
TiO ₂	0,031	0,036	0,032	0,047	0,040	0,031	0,045	0,035	0,040	0,187
Al ₂ O ₃	23,908	22,729	23,662	21,179	22,236	23,105	22,793	22,650	20,753	21,902
FeO	29,874	29,674	30,647	28,992	30,360	30,367	31,619	31,482	26,390	28,062
MnO	0,230	0,225	0,245	0,196	0,236	0,220	0,196	0,213	0,167	0,195
MgO	10,949	10,662	10,425	12,172	11,471	10,426	10,648	10,682	13,838	12,399
CaO	0,022	0,030	0,031	0,000	0,005	0,013	0,004	0,001	0,029	0,031
Na ₂ O	0,149	0,020	0,000	0,033	0,034	0,007	0,055	0,031	0,003	0,081
K ₂ O	0,062	0,000	0,010	0,001	0,007	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005
TOTAL	89,748	86,843	88,477	87,967	88,693	87,346	88,708	88,905	88,202	88,023
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 28 oxygènes									
Si	2,629	2,596	2,542	2,725	2,617	2,542	2,561	2,561	2,833	2,725
Al ^{IV}	1,371	1,404	1,458	1,275	1,383	1,458	1,439	1,439	1,167	1,275
Site tet.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	1,598	1,522	1,539	1,423	1,445	1,539	1,448	1,448	1,402	1,423
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	2,656	2,737	2,773	2,553	2,736	2,773	2,887	2,887	2,369	2,553
Mg	1,633	1,682	1,648	1,950	1,788	1,648	1,660	1,660	2,112	1,950
Site oct.	5,887	5,941	5,960	5,926	5,969	5,960	5,995	5,995	5,883	5,926
Oct. vac.	0,113	0,059	0,040	0,074	0,031	0,040	0,005	0,005	0,117	0,074
Chlorite	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.

Cham. = *chamosite*

Tableau E.13 – Analyse des chlorites à la microsonde électronique (2)

Lame	D135D3									
Analyse wt %	C1_C3	C1_C4	C2_C1	C2_C2	C3_C1	C3_C2	C3_C3	C4_C1	C4_C2	C4_C3
SiO ₂	23,899	26,909	24,396	27,071	27,105	26,175	27,453	26,113	26,073	27,298
TiO ₂	0,041	0,050	0,057	0,036	0,043	0,061	0,076	0,026	0,050	0,048
Al ₂ O ₃	23,022	20,258	21,911	19,568	20,041	20,985	19,502	21,218	21,372	20,173
FeO	29,228	26,450	28,516	26,351	26,479	27,416	25,990	27,685	26,449	26,588
MnO	0,203	0,179	0,183	0,192	0,200	0,192	0,167	0,197	0,179	0,189
MgO	11,342	13,889	12,000	14,058	14,286	13,402	14,441	13,004	13,345	14,216
CaO	0,027	0,041	0,016	0,077	0,016	0,016	0,055	0,048	0,215	0,015
Na ₂ O	0,013	0,030	0,008	0,027	0,012	0,002	0,027	0,036	0,043	0,025
K ₂ O	0,037	0,016	0,000	0,000	0,006	0,007	0,001	0,008	0,013	0,000
TOTAL	87,812	87,822	87,087	87,380	88,189	88,256	87,712	88,334	87,738	88,550
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 28 oxygènes									
Si	2,529	2,833	2,658	2,903	2,864	2,815	2,922	2,777	2,795	2,864
Al ^{IV}	1,471	1,167	1,342	1,097	1,136	1,185	1,078	1,223	1,205	1,136
Site tet.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	1,510	1,402	1,398	1,311	1,365	1,367	1,345	1,420	1,455	1,365
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	2,667	2,369	2,593	2,338	2,307	2,445	2,263	2,412	2,337	2,307
Mg	1,803	2,112	1,981	2,244	2,214	2,098	2,259	2,070	2,083	2,214
Site oct.	5,980	5,883	5,972	5,893	5,886	5,909	5,866	5,902	5,875	5,886
Oct. vac.	0,020	0,117	0,028	0,107	0,115	0,091	0,134	0,099	0,125	0,115
Chlorite	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.	Cham.

Cham. = *chamosite*

Tableau E.14 – Analyse des chlorites à la microsonde électronique (3)

Lame	D136A1								
Analyse wt %	C1_C1	C1_C2	C2_C1	C2_C2	C3_C1	C3_C2	C4_C1	C4_C2	C4_C3
SiO ₂	26,560	25,771	25,495	25,658	25,898	25,785	26,883	27,141	26,135
TiO ₂	0,040	0,065	0,070	0,071	0,076	0,057	0,065	0,070	0,078
Al ₂ O ₃	21,467	21,871	22,038	22,486	22,366	21,930	20,945	21,055	21,504
FeO	22,496	22,531	22,612	19,968	21,013	23,215	22,064	21,713	23,250
MnO	0,080	0,107	0,114	0,143	0,142	0,070	0,093	0,064	0,082
MgO	17,632	17,730	17,509	18,843	18,538	16,908	18,101	17,993	17,472
CaO	0,014	0,019	0,001	0,038	0,009	0,010	0,007	0,016	0,004
Na ₂ O	0,016	0,000	0,000	0,005	0,000	0,037	0,028	0,007	0,014
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,020	0,012	0,000
TOTAL	88,305	88,093	87,839	87,215	88,042	88,013	88,205	88,069	88,540
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 28 oxygènes								
Si	2,740	2,674	2,639	2,659	2,623	2,688	2,743	2,820	2,723
Al ^{IV}	1,260	1,326	1,361	1,341	1,377	1,312	1,258	1,180	1,278
Site tet.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	1,348	1,321	1,376	1,417	1,343	1,349	1,229	1,406	1,314
Fe ³⁺	0,000	0,005	0,000	0,000	0,035	0,000	0,029	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,939	1,963	1,942	1,690	1,808	2,068	1,912	1,834	2,014
Mg	2,670	2,711	2,675	2,854	2,815	2,565	2,831	2,647	2,654
Site oct.	5,957	6,000	5,993	5,962	6,000	5,982	6,000	5,887	5,982
Oct. vac.	0,044	0,000	0,007	0,038	0,000	0,019	0,000	0,113	0,018
Chlorite	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.

Tableau E.15 – Analyse des chlorites à la microsonde électronique (4)

Lame	D137F6								
Analyse wt %	C1_C1	C1_C2	C2_C1	C2_C2	C3_C1	C3_C2	C3_C3	C4_C1	C4_C2
SiO ₂	26,528	26,819	26,829	26,814	25,652	24,587	24,808	26,654	26,670
TiO ₂	0,046	0,070	0,066	0,060	0,019	0,057	0,035	0,069	0,034
Al ₂ O ₃	21,820	20,748	21,443	21,467	22,644	24,401	24,351	21,200	22,182
FeO	22,254	22,180	22,116	22,303	22,284	23,771	23,033	22,452	21,927
MnO	0,057	0,071	0,047	0,054	0,058	0,064	0,070	0,066	0,069
MgO	17,321	17,679	17,301	17,293	16,182	15,322	15,634	17,484	17,195
CaO	0,015	0,021	0,020	0,018	0,032	0,027	0,005	0,015	0,024
Na ₂ O	0,037	0,000	0,039	0,000	0,054	0,000	0,000	0,000	0,040
K ₂ O	0,000	0,006	0,042	0,013	0,008	0,011	0,002	0,000	0,008
TOTAL	88,079	87,593	87,902	88,021	86,934	88,239	87,936	87,940	88,148
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 28 oxygènes								
Si	2,740	2,777	2,740	2,740	2,669	2,545	2,545	2,740	2,721
Al ^{IV}	1,260	1,224	1,260	1,260	1,331	1,455	1,455	1,260	1,280
Site tet.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	1,348	1,294	1,348	1,348	1,437	1,544	1,544	1,348	1,434
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,939	1,965	1,939	1,939	1,964	2,040	2,040	1,939	1,838
Mg	2,670	2,706	2,670	2,670	2,546	2,371	2,371	2,670	2,652
Site oct.	5,957	5,965	5,957	5,957	5,947	5,955	5,955	5,957	5,923
Oct. vac.	0,044	0,035	0,044	0,044	0,053	0,045	0,045	0,044	0,077
Chlorite	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.	Clin.

Clin. = clinochlore

Tableau E.16 – Analyse des tourmalines à la microsonde électronique (1)

Lame	D135A2									
Analyse wt %	C1 Tm1	C1 Tm2	C2 Tm1	C2 Tm2	C3 Tm1	C3 Tm2	C4 Tm3	C4 Tm4	C5 Tm1	C5 Tm2
SiO ₂	36,009	36,403	36,307	36,315	36,931	36,674	36,408	37,782	36,553	36,138
TiO ₂	0,408	0,143	0,233	0,087	0,111	0,056	0,401	0,371	0,124	0,245
Al ₂ O ₃	31,551	33,485	32,504	32,582	32,834	31,955	31,740	31,722	32,624	32,346
Cr ₂ O ₃	0,025	0,012	0,000	0,000	0,000	0,001	0,017	0,011	0,004	0,007
MgO	5,368	5,161	5,666	5,117	5,473	4,856	5,393	5,722	5,726	5,184
CaO	0,212	0,088	0,155	0,129	0,148	0,086	0,206	0,195	0,142	0,222
MnO	0,002	0,000	0,020	0,010	0,005	0,014	0,019	0,000	0,010	0,009
FeO	10,598	8,733	9,679	10,195	9,475	12,020	10,273	9,756	9,450	10,647
Na ₂ O	2,349	2,237	2,280	2,103	2,448	2,214	2,108	2,120	2,098	1,940
K ₂ O	0,014	0,005	0,008	0,002	0,013	0,008	0,028	0,012	0,003	0,003
TOTAL	86,535	86,266	86,853	86,538	87,436	87,883	86,593	87,691	86,734	86,741
H ₂ O	13,465	13,734	13,147	13,462	12,564	12,117	13,407	12,309	13,266	13,259
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 31 oxygènes									
Si	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Site T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,937	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,063	0,000	0,000
Site Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,196	0,505	0,331	0,345	0,287	0,162	0,165	0,000	0,311	0,329
Ti	0,051	0,018	0,029	0,011	0,014	0,007	0,050	0,044	0,015	0,031
Cr	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,001
Mg	1,333	1,268	1,396	1,260	1,326	1,184	1,325	1,292	1,401	1,283
Mn	0,000	0,000	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001
Fe ²⁺	1,477	1,204	1,338	1,409	1,287	1,645	1,416	1,296	1,297	1,478
Site Y	3,061	2,996	3,096	3,026	2,914	2,999	2,960	2,633	3,027	3,124
Ca	0,038	0,015	0,027	0,023	0,026	0,015	0,036	0,033	0,025	0,039
Na	0,759	0,715	0,731	0,674	0,771	0,702	0,674	0,653	0,668	0,624
K	0,003	0,001	0,002	0,000	0,003	0,002	0,006	0,002	0,001	0,001
Site X	0,799	0,731	0,760	0,697	0,799	0,719	0,716	0,688	0,693	0,665
X vac.	0,201	0,269	0,240	0,303	0,201	0,281	0,284	0,312	0,307	0,335
B ₂ O ₃	10,302	10,416	10,388	10,390	10,568	10,494	10,417	10,813	10,459	10,339
Tourmaline	Sch.	Drav.	Drav.	Sch.	Drav.	Sch.	Sch.	Drav.	Drav.	Sch.

Drav. = dravite ; *Sch.* = schorl

Tableau E.17 – Analyse des tourmalines à la microsonde électronique (2)

Lame	D135A2			D136F5						
Analyse wt %	C5 Tm3	C6 Tm1	C6 Tm2	C1 Tm1	C1 Tm2	C1 Tm3	C1 Tm4	C1 Tm5	C1 Tm6	C1 Tm7
SiO ₂	35,894	36,171	36,238	37,006	36,404	36,224	36,739	37,081	37,673	39,896
TiO ₂	0,074	0,277	0,210	0,037	0,339	1,400	0,176	0,102	0,070	0,211
Al ₂ O ₃	31,733	31,758	32,414	32,818	32,562	30,848	33,372	33,309	32,818	32,190
Cr ₂ O ₃	0,016	0,001	0,003	0,019	0,090	0,066	0,086	0,036	0,033	0,084
MgO	4,906	5,589	4,990	6,912	6,413	6,151	6,285	6,543	6,921	5,855
CaO	0,157	0,279	0,131	0,041	0,150	0,164	0,097	0,080	0,027	0,070
MnO	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,007	0,014	0,003	0,004	0,000
FeO	11,356	10,708	10,458	7,172	8,194	9,347	6,894	6,486	7,310	6,827
Na ₂ O	2,153	2,295	2,175	1,839	2,521	2,153	2,469	2,403	1,712	2,166
K ₂ O	0,003	0,009	0,008	0,006	0,011	0,012	0,006	0,007	0,002	0,009
TOTAL	86,292	87,091	86,627	85,849	86,683	86,372	86,137	86,050	86,569	87,307
H ₂ O	13,708	12,909	13,373	14,151	13,317	13,628	13,863	13,950	13,431	12,693
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 31 oxygènes									
Si	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Site T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,706
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,294
Site Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,252	0,209	0,325	0,271	0,325	0,022	0,423	0,352	0,160	0,000
Ti	0,009	0,035	0,026	0,004	0,042	0,174	0,022	0,012	0,008	0,024
Cr	0,002	0,000	0,000	0,002	0,012	0,009	0,011	0,005	0,004	0,010
Mg	1,223	1,382	1,232	1,671	1,576	1,519	1,530	1,578	1,643	1,018
Mn	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,587	1,485	1,448	0,972	1,129	1,295	0,942	0,878	0,974	0,859
Site Y	3,073	3,111	3,031	2,921	3,084	3,020	2,930	2,826	2,790	1,911
Ca	0,028	0,050	0,023	0,007	0,026	0,029	0,017	0,014	0,005	0,011
Na	0,698	0,738	0,698	0,578	0,806	0,691	0,782	0,754	0,529	0,632
K	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001	0,001	0,000	0,002
Site X	0,726	0,789	0,723	0,586	0,834	0,723	0,800	0,769	0,534	0,645
X vac.	0,274	0,211	0,277	0,414	0,166	0,277	0,200	0,231	0,466	0,355
B ₂ O ₃	10,268	10,349	10,368	10,589	10,417	10,364	10,513	10,611	10,782	11,421
Tourmaline	Sch.	Sch.	Sch.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.

Drav. = dravite ; *Sch.* = schorl

Tableau E.18 – Analyse des tourmalines à la microsonde électronique (3)

Lame	D136F5									
Analyse wt %	C1 Tm8	C1 Tm9	C1 Tm10	C2 Tm1	C2 Tm2	C2 Tm3	C2 Tm4	C2 Tm5	C3 Tm1	C3 Tm2
SiO ₂	37,667	37,813	37,577	38,081	37,802	37,593	37,557	37,504	37,609	37,825
TiO ₂	0,166	0,174	0,821	0,039	0,043	0,227	0,069	0,277	0,128	0,031
Al ₂ O ₃	33,944	33,537	32,199	32,515	32,505	33,031	32,472	32,938	33,085	33,708
Cr ₂ O ₃	0,000	0,043	0,027	0,006	0,007	0,034	0,025	0,013	0,084	0,047
MgO	6,495	6,565	6,228	7,761	7,829	6,598	6,165	6,581	6,126	5,540
CaO	0,097	0,100	0,146	0,043	0,041	0,110	0,028	0,139	0,038	0,016
MnO	0,005	0,000	0,000	0,004	0,006	0,008	0,000	0,003	0,000	0,007
FeO	6,256	6,561	7,993	6,219	6,141	7,062	8,509	6,945	7,564	7,520
Na ₂ O	2,499	2,373	2,499	1,743	1,829	2,321	1,872	2,612	2,183	1,497
K ₂ O	0,004	0,007	0,008	0,004	0,006	0,005	0,003	0,010	0,003	0,001
TOTAL	87,134	87,172	87,498	86,414	86,208	86,990	86,701	87,022	86,820	86,191
H ₂ O	12,867	12,828	12,502	13,586	13,792	13,010	13,300	12,978	13,180	13,809
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 31 oxygènes									
Si	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Site T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Site Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,372	0,272	0,059	0,038	0,081	0,213	0,114	0,210	0,221	0,302
Ti	0,020	0,021	0,099	0,005	0,005	0,027	0,008	0,033	0,015	0,004
Cr	0,000	0,005	0,003	0,001	0,001	0,004	0,003	0,002	0,011	0,006
Mg	1,542	1,553	1,482	1,823	1,852	1,570	1,468	1,570	1,457	1,310
Mn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Fe ²⁺	0,833	0,871	1,067	0,819	0,815	0,943	1,137	0,929	1,009	0,998
Site Y	2,769	2,721	2,711	2,686	2,755	2,758	2,731	2,745	2,713	2,620
Ca	0,017	0,017	0,025	0,007	0,007	0,019	0,005	0,024	0,007	0,003
Na	0,772	0,730	0,774	0,532	0,563	0,718	0,580	0,810	0,675	0,460
K	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000
Site X	0,789	0,748	0,800	0,540	0,571	0,738	0,585	0,836	0,682	0,463
X vac.	0,211	0,252	0,200	0,460	0,429	0,262	0,415	0,164	0,318	0,537
B ₂ O ₃	10,781	10,823	10,755	10,899	10,819	10,759	10,748	10,734	10,763	10,825
Tourmaline	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Drav.	Mg-fo.

Drav. = dravite; *Mg-fo.* = Mg-foitite

Tableau E.19 – Analyse des tourmalines à la microsonde électronique (4)

Lame	D136F5				D137G7					
Analyse wt %	C3 Tm3	C4 Tm1	C4 Tm2	C4 Tm3	C1 Tm1	C1 Tm2	C1 Tm3	C2 Tm1	C2 Tm2	C2 Tm3
SiO ₂	37,886	38,052	36,915	36,947	35,843	36,464	36,728	35,869	36,206	36,402
TiO ₂	0,028	0,037	0,044	0,051	0,558	0,054	0,081	1,057	0,754	0,263
Al ₂ O ₃	33,465	33,144	32,551	33,703	32,118	34,075	33,650	30,934	32,407	33,618
Cr ₂ O ₃	0,075	0,034	0,004	0,034	0,002	0,000	0,008	0,000	0,003	0,000
MgO	6,170	6,279	6,761	6,363	4,473	5,084	5,416	4,763	4,866	5,171
CaO	0,005	0,027	0,017	0,012	0,163	0,091	0,079	0,158	0,173	0,106
MnO	0,002	0,000	0,010	0,011	0,006	0,003	0,000	0,000	0,008	0,000
FeO	6,837	6,904	7,524	7,399	11,069	8,565	8,002	11,465	10,148	8,636
Na ₂ O	1,286	1,574	1,536	1,558	1,989	2,241	2,269	2,353	2,020	2,218
K ₂ O	0,002	0,007	0,002	0,003	0,008	0,007	0,006	0,011	0,004	0,002
TOTAL	85,754	86,058	85,364	86,080	86,228	86,583	86,239	86,611	86,589	86,417
H ₂ O	14,246	13,942	14,636	13,920	13,772	13,417	13,761	13,390	13,411	13,583
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 31 oxygènes									
Si	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Site T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Site Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,246	0,159	0,236	0,451	0,337	0,608	0,479	0,099	0,330	0,531
Ti	0,003	0,004	0,005	0,006	0,070	0,007	0,010	0,133	0,094	0,033
Cr	0,009	0,004	0,001	0,004	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	1,457	1,476	1,638	1,540	1,116	1,247	1,319	1,188	1,202	1,271
Mn	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fe ²⁺	0,905	0,910	1,023	1,005	1,550	1,179	1,093	1,604	1,406	1,190
Site Y	2,621	2,554	2,904	3,008	3,073	3,041	2,902	3,023	3,033	3,024
Ca	0,001	0,005	0,003	0,002	0,029	0,016	0,014	0,028	0,031	0,019
Na	0,395	0,481	0,484	0,490	0,646	0,715	0,719	0,763	0,649	0,709
K	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000
Site X	0,396	0,487	0,487	0,493	0,677	0,732	0,734	0,794	0,681	0,728
X vac.	0,604	0,513	0,513	0,507	0,323	0,268	0,266	0,206	0,319	0,272
B ₂ O ₃	10,843	10,890	10,563	10,573	10,254	10,434	10,510	10,261	10,359	10,416
Tourmaline	Mg-fo.	Mg-fo.	Mg-fo.	Mg-fo.	Sch.	Drav.	Drav.	Sch.	Sch.	Drav.

Drav. = dravite; *Mg-fo.* = Mg-foitite ; *Sch.* = schorl

Tableau E.20 – Analyse des tourmalines à la microsonde électronique (5)

Lame	D137G7									
Analyse wt %	C2 Tm4	C2 Tm5	C2 Tm6	C3 Tm1	C3 Tm2	C3 Tm3	C3 Tm4	C3 Tm5	C3 Tm6	C3 Tm7
SiO ₂	36,450	36,374	36,669	36,330	36,420	36,133	36,883	36,710	36,485	36,475
TiO ₂	0,208	0,086	0,055	0,405	0,053	0,616	0,040	0,069	0,212	0,234
Al ₂ O ₃	33,089	32,156	34,782	32,426	34,128	32,273	33,180	33,184	34,029	33,303
Cr ₂ O ₃	0,007	0,005	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000
MgO	5,635	4,909	5,325	5,196	5,073	5,019	5,227	4,535	5,133	5,443
CaO	0,093	0,041	0,071	0,177	0,087	0,126	0,026	0,037	0,095	0,091
MnO	0,000	0,009	0,005	0,000	0,000	0,019	0,000	0,013	0,000	0,006
FeO	8,842	10,837	7,698	9,650	8,522	10,046	9,327	9,949	8,175	8,781
Na ₂ O	2,014	1,617	2,245	2,507	2,359	2,324	1,462	1,550	2,183	2,537
K ₂ O	0,000	0,009	0,007	0,013	0,009	0,003	0,003	0,001	0,016	0,009
TOTAL	86,338	86,043	86,857	86,711	86,649	86,562	86,149	86,047	86,327	86,880
H ₂ O	13,662	13,957	13,143	13,289	13,351	13,438	13,852	13,953	13,673	13,120
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 31 oxygènes									
Si	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Site T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Site Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,419	0,252	0,708	0,311	0,626	0,316	0,362	0,392	0,595	0,457
Ti	0,026	0,011	0,007	0,050	0,007	0,077	0,005	0,008	0,026	0,029
Cr	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,383	1,207	1,299	1,279	1,246	1,242	1,268	1,105	1,258	1,335
Mn	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,001
Fe ²⁺	1,217	1,495	1,053	1,333	1,174	1,395	1,269	1,360	1,124	1,208
Site Y	3,046	2,966	3,067	2,975	3,053	3,034	2,903	2,867	3,004	3,029
Ca	0,016	0,007	0,012	0,031	0,015	0,022	0,005	0,006	0,017	0,016
Na	0,643	0,517	0,712	0,803	0,753	0,748	0,461	0,491	0,696	0,809
K	0,000	0,002	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001	0,000	0,003	0,002
Site X	0,659	0,526	0,726	0,837	0,771	0,771	0,466	0,498	0,716	0,827
X vac.	0,341	0,474	0,274	0,163	0,229	0,229	0,534	0,502	0,284	0,173
B ₂ O ₃	10,430	10,407	10,494	10,395	10,422	10,338	10,554	10,504	10,440	10,437
Tourmaline	Drav.	Sch.	Drav.	Sch.	Drav.	Sch.	Foît.	Foît.	Drav.	Drav.

Drav. = dravite; *Foît.* = foitite; *Sch.* = schorl

Tableau E.21 – Analyse des tourmalines à la microsonde électronique (6)

Lame	D137G7						
Analyse wt %	C3 Tm8	C4 Tm1	C4 Tm2	C4 Tm3	C5 Tm1	C5 Tm2	C5 Tm3
SiO ₂	37,420	37,695	37,407	37,742	37,904	37,474	36,109
TiO ₂	0,291	0,072	0,218	0,131	0,180	0,068	1,544
Al ₂ O ₃	32,733	32,793	33,185	33,054	32,935	33,309	31,321
Cr ₂ O ₃	0,009	0,011	0,004	0,020	0,000	0,002	0,000
MgO	5,439	4,608	5,683	5,148	5,811	5,042	4,545
CaO	0,097	0,085	0,103	0,089	0,076	0,040	0,121
MnO	0,012	0,000	0,012	0,000	0,022	0,007	0,002
FeO	8,767	9,951	8,182	8,790	8,576	9,384	11,022
Na ₂ O	1,931	1,530	2,085	2,335	1,830	1,442	2,027
K ₂ O	0,007	0,005	0,005	0,011	0,006	0,003	0,006
TOTAL	86,706	86,750	86,883	87,319	87,340	86,769	86,697
H ₂ O	13,294	13,250	13,117	12,681	12,660	13,231	13,303
<i>apfu</i>	Formule structurale simplifiée, calculée sur la base de 31 oxygènes						
Si	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Site T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Site Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	0,186	0,152	0,273	0,193	0,144	0,285	0,134
Ti	0,035	0,009	0,026	0,016	0,021	0,008	0,193
Cr	0,001	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Mg	1,300	1,093	1,359	1,220	1,371	1,203	1,126
Mn	0,002	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,000
Fe ²⁺	1,176	1,325	1,098	1,169	1,135	1,256	1,532
Site Y	2,699	2,580	2,758	2,600	2,675	2,755	2,985
Ca	0,017	0,014	0,018	0,015	0,013	0,007	0,021
Na	0,600	0,472	0,648	0,720	0,562	0,448	0,653
K	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Site X	0,618	0,488	0,667	0,737	0,576	0,455	0,676
X vac.	0,382	0,512	0,333	0,263	0,424	0,545	0,324
B ₂ O ₃	10,709	10,787	10,705	10,802	10,848	10,724	10,331
Tourmaline	Drav.	Foît.	Drav.	Drav.	Drav.	Foît.	Sch.

Drav. = dravite; *Foît.* = foitite; *Sch.* = schorl

ANNEXE F

Analyses lithogéochimiques de type roche totale

Tableau F.1 – Signature géochimique de la diorite 1 et de la diorite 2

Les oxydes sont donnés en wt % et éléments en ppm

Ensemble lithologique	Diorite 1	Diorite 1	Diorite 2	Diorite 2	Diorite 2	Diorite 2
Echantillon	054AG01	054EG01	003AG01	054FG01	069BG01 / #1	069BG01 / DUPLICATA
SiO₂	67,000	66,000	48,300	59,400	61,400	61,500
Al₂O₃	16,050	15,600	19,300	15,400	15,900	15,800
CaO	3,780	2,320	2,990	3,780	5,630	5,660
MgO	0,540	1,560	5,170	2,440	2,290	2,320
Na₂O	4,350	4,490	5,840	2,900	4,180	4,240
K₂O	1,790	1,550	0,470	1,470	0,840	0,790
TiO₂	0,210	0,490	0,990	0,810	0,660	0,660
MnO	0,030	0,040	0,110	0,080	0,090	0,090
P₂O₅	0,070	0,150	0,270	0,330	0,140	0,170
PAF	4,130	3,110	5,280	4,700	1,480	1,560
TOTAL	100,230	100,310	99,790	99,100	98,520	98,790
Ba	364,000	316,000	86,400	274,000	340,000	318,000
Ce	11,600	38,400	40,500	48,300	34,400	36,500
Cr	10,000	30,000	60,000	40,000	40,000	40,000
Cs	1,480	0,860	0,490	0,810	0,820	0,770
Dy	1,510	1,820	3,630	4,590	2,580	2,770
Er	0,680	0,870	2,560	2,650	1,500	1,420
Eu	0,370	0,830	1,080	1,380	0,830	0,910
Ga	16,500	21,000	26,600	19,600	18,900	18,500
Gd	1,170	2,330	4,390	4,310	2,920	3,060
Ge	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000
Hf	2,300	4,500	8,800	4,800	4,400	4,400
Ho	0,260	0,290	0,790	0,880	0,520	0,580
La	5,500	18,600	17,100	21,600	16,800	17,900
Lu	0,100	0,130	0,540	0,410	0,160	0,220
Nb	1,800	8,100	9,700	10,300	6,400	6,600
Nd	5,400	16,200	23,700	25,800	15,700	16,700
Pr	1,420	4,410	5,350	6,080	3,860	4,300
Rb	52,100	39,700	12,700	46,500	23,600	22,600
Sm	0,980	3,200	5,570	4,890	3,540	3,320
Sn	-1,000	2,000	2,000	2,000	1,000	1,000
Sr	360,000	323,000	54,500	168,000	251,000	245,000
Ta	0,300	0,700	0,800	0,700	0,300	0,300
Tb	0,220	0,260	0,610	0,710	0,440	0,440
Th	0,610	2,550	0,840	1,980	1,740	1,840

Tableau F.1 – (suite)

Ensemble lithologique	Diorite 1	Diorite 1	Diorite 2	Diorite 2	Diorite 2	Diorite 2
Echantillon	054AG01	054EG01	003AG01	054FG01	069BG01 / #1	069BG01 / DUPLICATA
Tm	0,120	0,130	0,410	0,370	0,230	0,210
U	0,130	0,580	0,490	0,670	0,370	0,380
V	19,000	58,000	182,000	111,000	105,000	109,000
W	2,000	10,000	1,000	4,000	-1,000	-1,000
Y	7,100	8,000	21,800	25,000	14,100	14,400
Yb	0,590	0,760	3,230	2,610	1,410	1,370
Zr	104,000	204,000	420,000	204,000	181,000	188,000
Ag	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Cd	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Co	2,000	11,000	28,000	21,000	16,000	16,000
Cu	11,000	19,000	3,000	56,000	34,000	30,000
Li	20,000	40,000	60,000	60,000	10,000	10,000
Mo	1,000	1,000	-1,000	-1,000	1,000	1,000
Ni	-1,000	16,000	53,000	25,000	26,000	25,000
Pb	7,000	3,000	-2,000	5,000	2,000	-2,000
Sc	3,000	6,000	18,000	13,000	12,000	11,000
Zn	41,000	83,000	94,000	97,000	66,000	61,000
As	0,100	0,300	0,100	0,200	1,200	0,200
Bi	0,010	0,050	0,050	0,020	0,010	0,010
Hg	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	0,005
In	-0,005	0,007	0,022	0,016	-0,005	-0,005
Re	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001
Sb	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050
Se	-0,200	-0,200	0,200	0,200	-0,200	-0,200
Te	-0,010	0,010	0,020	-0,010	-0,010	-0,010
Tl	0,020	-0,020	-0,020	-0,020	-0,020	-0,020
C (%)	0,770	0,430	0,490	0,640	0,020	0,050
S (%)	0,020	0,210	0,010	0,040	-0,010	0,010
Cl	-50,000	110,000	240,000	-50,000	100,000	100,000
F	310,000	300,000	450,000	480,000	200,000	200,000
S.G.	2,720	2,700	2,870	2,730	2,800	2,810

Tableau F.2 – Signature géochimique de la diorite 2 et de la tonalite 1

Les oxydes sont donnés en wt % et éléments en ppm

Ensemble lithologique	Diorite 2	Diorite 2	Tonalite 1	Tonalite 1	Tonalite 1	Tonalite 1
Echantillon	069CG02	072AG01	027AG01	111AG01	116AG01	116AG01 - 2
SiO₂	62,300	56,100	71,400	73,900	76,000	76,100
Al₂O₃	15,800	16,400	15,100	15,050	13,850	13,800
CaO	5,830	7,540	2,990	2,140	0,990	1,000
MgO	2,480	4,340	0,640	0,200	0,040	0,070
Na₂O	3,980	3,260	4,850	4,860	4,420	4,430
K₂O	0,750	0,430	1,130	2,370	3,770	3,770
TiO₂	0,570	0,770	0,200	0,080	0,030	0,030
MnO	0,080	0,130	0,030	0,010	-0,010	-0,010
P₂O₅	0,130	0,230	0,070	0,030	0,010	0,010
PAF	1,950	2,220	1,220	1,030	0,340	
TOTAL	99,510	100,440	99,850	100,660	99,940	
Ba	220,000	211,000	349,000	1015,000	300,000	297,000
Ce	36,800	31,400	19,600	17,800	5,400	4,500
Cr	50,000	110,000	30,000	20,000	20,000	20,000
Cs	0,470	0,370	0,600	0,460	0,920	0,960
Dy	2,940	3,200	0,500	0,380	0,740	0,600
Er	1,550	1,840	0,240	0,140	0,420	0,390
Eu	0,990	1,380	0,590	0,410	0,260	0,250
Ga	17,800	18,400	17,200	18,600	19,500	19,100
Gd	3,040	4,100	0,930	0,600	0,830	0,600
Ge	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000
Hf	4,100	1,600	2,800	2,300	1,300	1,400
Ho	0,540	0,630	0,140	0,050	0,130	0,130
La	17,700	14,100	10,100	10,400	3,000	2,600
Lu	0,220	0,280	0,060	0,030	0,040	0,060
Nb	7,000	4,500	2,600	1,500	2,200	2,100
Nd	18,100	17,200	8,400	7,600	2,800	2,200
Pr	4,360	4,020	2,250	2,080	0,700	0,570
Rb	21,600	8,500	30,000	40,800	80,900	79,400
Sm	3,760	3,760	1,460	1,080	0,620	0,470
Sn	1,000	-1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Sr	254,000	379,000	498,000	520,000	133,000	133,500
Ta	0,600	0,200	0,200	0,200	0,400	0,400
Tb	0,450	0,550	0,090	0,100	0,120	0,110
Th	1,250	0,970	1,110	1,560	1,800	1,550

Tableau F.2 – (suite)

Ensemble lithologique	Diorite 2	Diorite 2	Tonalite 1	Tonalite 1	Tonalite 1	Tonalite 1
Echantillon	069CG02	072AG01	027AG01	111AG01	116AG01	116AG01 - 2
Tm	0,260	0,220	0,060	0,020	0,070	0,060
U	0,420	0,230	0,190	0,200	0,940	0,660
V	97,000	139,000	23,000	9,000	-5,000	-5,000
W	1,000	-1,000	-1,000	-1,000	-1,000	-1,000
Y	14,900	17,100	3,400	1,800	4,000	3,900
Yb	1,670	1,890	0,440	0,130	0,360	0,370
Zr	173,000	63,000	112,000	76,000	20,000	23,000
Ag	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	
Cd	-0,500	0,500	-0,500	-0,500	-0,500	
Co	18,000	30,000	3,000	1,000	-1,000	
Cu	11,000	72,000	16,000	2,000	2,000	
Li	10,000	10,000	20,000	20,000	10,000	
Mo	1,000	1,000	2,000	-1,000	-1,000	
Ni	39,000	86,000	7,000	1,000	1,000	
Pb	-2,000	-2,000	4,000	2,000	8,000	
Sc	12,000	23,000	2,000	1,000	1,000	
Zn	71,000	101,000	38,000	21,000	9,000	
As	0,400	0,600	0,100	0,100	0,100	
Bi	-0,010	0,020	0,010	0,010	0,010	
Hg	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	
In	0,006	0,010	-0,005	-0,005	-0,005	
Re	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	
Sb	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	
Se	0,300	-0,200	-0,200	-0,200	-0,200	
Te	-0,010	0,010	-0,010	0,010	-0,010	
Tl	-0,020	-0,020	0,020	-0,020	-0,020	
C (%)	0,120	0,070	0,090	0,120	-0,010	
S (%)	0,010	0,060	-0,010	-0,010	-0,010	
Cl	-50,000	260,000	90,000	320,000	-50,000	
F	360,000	190,000	310,000	310,000	200,000	
S.G.	2,660	2,890	2,580	2,670	2,600	

Tableau F.3 – Signature géochimique de la tonalite 2

Les oxydes sont donnés en wt % et éléments en ppm

Ensemble lithologique	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2
Echantillon	043CG01	053BG02	054DG01	117AG01 / #1	117AG01 / DUPLICATA	137JG10
SiO₂	68,200	65,400	67,500	69,500	70,200	65,900
Al₂O₃	15,750	17,300	16,100	15,000	14,900	16,600
CaO	3,880	4,780	2,940	3,410	3,440	3,380
MgO	1,120	1,510	0,820	1,290	1,310	1,070
Na₂O	4,540	4,650	4,770	4,630	4,570	4,530
K₂O	1,150	1,120	1,480	1,280	1,250	1,690
TiO₂	0,420	0,540	0,300	0,380	0,380	0,410
MnO	0,060	0,070	0,030	0,040	0,040	0,040
P₂O₅	0,120	0,130	0,110	0,170	0,160	0,160
PAF	0,620	0,450	3,170	0,590	0,590	3,720
TOTAL	100,380	100,730	100,180	99,500	100,130	101,220
Ba	463,000	465,000	636,000	376,000	360,000	638,000
Ce	57,200	35,900	40,300	62,300	57,700	38,900
Cr	20,000	20,000	20,000	40,000	40,000	20,000
Cs	0,540	0,470	1,550	1,030	0,960	2,570
Dy	1,510	2,680	1,420	1,470	1,560	1,150
Er	0,800	1,420	0,610	0,770	0,660	0,690
Eu	0,840	0,720	0,690	1,050	0,880	0,810
Ga	19,600	18,500	19,100	21,100	21,800	20,300
Gd	2,150	2,730	1,850	2,520	2,280	1,990
Ge	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000
Hf	5,200	5,100	3,600	4,300	3,600	4,400
Ho	0,330	0,410	0,240	0,270	0,250	0,220
La	30,400	17,500	22,400	32,000	29,200	21,400
Lu	0,160	0,150	0,120	0,090	0,110	0,090
Nb	4,100	5,200	4,600	5,600	5,600	5,600
Nd	20,400	13,200	16,700	25,300	22,100	15,600
Pr	5,640	3,640	4,550	6,940	6,280	4,400
Rb	31,600	37,000	51,300	43,300	41,600	68,800
Sm	3,070	2,860	3,090	3,250	3,240	2,720
Sn	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Sr	361,000	364,000	325,000	394,000	390,000	327,000
Ta	0,200	0,400	0,500	0,500	0,500	0,500
Tb	0,250	0,400	0,240	0,320	0,310	0,230
Th	3,330	4,250	5,430	4,290	4,130	4,420

Tableau F.3 – (suite)

Ensemble lithologique	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2	Tonalite 2
Echantillon	043CG01	053BG02	054DG01	117AG01 / #1	117AG01 / DUPLICATA	137JG10
Tm	0,110	0,200	0,100	0,120	0,120	0,090
U	0,500	0,520	1,150	0,550	0,590	0,470
V	43,000	68,000	26,000	55,000	53,000	44,000
W	1,000	1,000	-1,000	-1,000	-1,000	1,000
Y	8,200	12,600	6,800	8,500	8,100	6,100
Yb	0,880	1,270	0,740	0,650	0,780	0,560
Zr	204,000	207,000	147,000	170,000	148,000	166,000
Ag	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Cd	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Co	7,000	11,000	6,000	9,000	8,000	6,000
Cu	13,000	21,000	4,000	7,000	8,000	24,000
Li	30,000	20,000	20,000	40,000	30,000	30,000
Mo	1,000	-1,000	1,000	1,000	-1,000	-1,000
Ni	8,000	10,000	5,000	20,000	20,000	2,000
Pb	2,000	5,000	5,000	3,000	4,000	-2,000
Sc	5,000	8,000	3,000	5,000	5,000	4,000
Zn	72,000	85,000	45,000	70,000	64,000	51,000
As	0,100	-0,100	0,100	0,100	-0,100	0,200
Bi	-0,010	-0,010	0,010	0,020	0,020	0,030
Hg	0,006	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005
In	-0,005	0,007	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005
Re	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001
Sb	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050
Se	-0,200	-0,200	-0,200	-0,200	-0,200	-0,200
Te	-0,010	-0,010	-0,010	-0,010	-0,010	0,010
Tl	0,110	0,150	0,020	0,130	0,140	0,020
C (%)	0,020	0,020	0,490	-0,010	-0,010	0,620
S (%)	0,010	0,010	-0,010	0,010	-0,010	0,040
Cl	170,000	60,000	80,000	-50,000	300,000	-50,000
F	230,000	480,000	340,000	470,000	470,000	440,000
S.G.	2,740	2,780	2,630	2,600	2,750	2,780

Tableau F.4 – Signature géochimique de la phase centrale 1 et de la phase centrale 2

Les oxydes sont donnés en wt % et éléments en ppm

Ensemble lithologique	Phase centrale 1	Phase centrale 1	Phase centrale 1	Phase centrale 2	Phase centrale 2	Phase centrale 2
Echantillon	043AG01	044AG01	053AG01	041AG02	042AG02	058BG02
SiO₂	69,300	70,900	70,300	49,700	51,300	58,200
Al₂O₃	15,750	15,850	16,050	20,700	19,350	18,400
CaO	3,680	3,550	3,740	9,190	8,480	6,480
MgO	0,870	0,670	0,880	3,430	3,620	2,430
Na₂O	4,760	4,980	4,950	3,980	3,700	4,570
K₂O	0,960	0,790	0,850	0,260	0,490	0,500
TiO₂	0,290	0,250	0,280	1,320	1,250	0,790
MnO	0,040	0,030	0,040	0,120	0,120	0,090
P₂O₅	0,090	0,080	0,090	0,310	0,260	0,180
PAF	0,580	0,410	0,780	0,530	0,890	0,700
TOTAL	99,410	99,920	100,920	99,500	99,620	99,480
Ba	341,000	345,000	385,000	86,100	120,000	184,500
Ce	18,400	13,500	13,100	18,700	20,800	16,800
Cr	30,000	20,000	20,000	20,000	20,000	20,000
Cs	0,400	0,440	0,260	0,070	0,410	0,490
Dy	1,170	0,650	0,860	3,370	4,190	3,160
Er	0,660	0,280	0,450	1,990	2,080	2,090
Eu	0,580	0,460	0,460	1,120	1,350	1,010
Ga	17,300	17,400	17,400	21,500	20,600	20,500
Gd	1,470	0,760	1,050	3,420	4,010	2,950
Ge	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000
Hf	3,000	2,800	3,100	3,200	3,300	5,200
Ho	0,230	0,080	0,140	0,750	0,800	0,590
La	10,200	7,100	6,800	7,900	8,300	7,300
Lu	0,100	0,050	0,070	0,300	0,300	0,290
Nb	3,100	2,400	2,000	5,500	5,500	5,400
Nd	8,000	5,400	6,100	13,800	15,100	10,600
Pr	1,970	1,490	1,480	2,640	3,160	2,450
Rb	26,200	22,100	22,000	3,700	11,600	11,600
Sm	1,130	1,180	1,280	3,490	4,000	3,410
Sn	-1,000	1,000	-1,000	1,000	1,000	1,000
Sr	402,000	450,000	426,000	442,000	398,000	368,000
Ta	0,300	0,200	0,200	0,500	0,500	0,600
Tb	0,140	0,120	0,160	0,560	0,650	0,570
Th	1,050	0,690	0,370	0,320	0,730	0,820

Tableau F.4 – (suite)

Ensemble lithologique	Phase centrale 1	Phase centrale 1	Phase centrale 1	Phase centrale 2	Phase centrale 2	Phase centrale 2
Echantillon	043AG01	044AG01	053AG01	041AG02	042AG02	058BG02
Tm	0,120	0,060	0,040	0,290	0,290	0,290
U	0,170	0,130	0,150	0,130	0,270	0,380
V	37,000	27,000	36,000	213,000	214,000	107,000
W	-1,000	-1,000	-1,000	-1,000	-1,000	-1,000
Y	6,400	3,300	4,600	18,200	20,800	17,700
Yb	0,500	0,280	0,400	1,540	2,060	1,590
Zr	117,000	114,000	118,000	140,000	133,000	229,000
Ag	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Cd	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	0,500
Co	6,000	4,000	5,000	30,000	30,000	18,000
Cu	5,000	6,000	6,000	57,000	58,000	63,000
Li	20,000	20,000	10,000	10,000	20,000	10,000
Mo	1,000	1,000	1,000	1,000	-1,000	1,000
Ni	8,000	4,000	7,000	21,000	24,000	20,000
Pb	3,000	5,000	4,000	-2,000	6,000	-2,000
Sc	4,000	2,000	3,000	15,000	17,000	11,000
Zn	58,000	48,000	52,000	94,000	103,000	80,000
As	0,200	-0,100	0,100	0,100	0,300	0,200
Bi	-0,010	0,010	-0,010	-0,010	0,010	0,010
Hg	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005
In	-0,005	-0,005	-0,005	0,013	0,016	0,010
Re	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001
Sb	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050
Se	-0,200	-0,200	-0,200	-0,200	0,300	0,200
Te	-0,010	-0,010	-0,010	0,010	0,010	-0,010
Tl	0,110	0,090	0,030	-0,020	0,020	0,040
C (%)	0,010	-0,010	0,010	0,020	0,030	0,020
S (%)	-0,010	-0,010	0,010	0,070	0,080	0,010
Cl	70,000	90,000	110,000	270,000	230,000	190,000
F	320,000	290,000	320,000	390,000	420,000	320,000
S.G.	2,720	2,690	2,680	2,910	2,910	2,760

Tableau F.5 – Signature géochimique des enclaves de roches mafiques

Les oxydes sont donnés en wt % et éléments en ppm

Ensemble lithologique	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave
Echantillon	027BG01	045AG01	055AG01	063AG01	136AG01 / #1	136AG01 / DUPLICATA
SiO₂	51,200	68,300	45,200	49,500	46,300	47,000
Al₂O₃	15,800	13,800	15,550	14,800	15,200	14,900
CaO	11,300	4,020	10,000	10,550	7,760	7,610
MgO	7,000	1,880	5,440	7,350	5,870	5,850
Na₂O	2,140	2,750	1,760	2,320	3,240	3,270
K₂O	0,900	1,770	0,290	0,310	0,960	1,010
TiO₂	0,510	0,660	1,710	0,760	0,540	0,490
MnO	0,150	0,090	0,200	0,200	0,120	0,120
P₂O₅	0,050	0,130	0,090	0,060	0,040	0,020
PAF	1,700	0,760	2,490	0,730	10,150	10,050
TOTAL	100,630	100,640	98,610	100,230	98,850	98,980
Ba	129,500	401,000	39,200	58,700	189,500	205,000
Ce	6,200	43,800	13,500	8,600	7,000	6,900
Cr	380,000	40,000	10,000	260,000	190,000	190,000
Cs	1,040	2,010	1,290	0,140	1,870	1,840
Dy	1,840	6,080	2,820	3,070	1,670	1,760
Er	1,160	3,700	1,800	1,990	1,080	1,410
Eu	0,370	1,140	0,810	0,660	0,590	0,580
Ga	14,000	14,900	19,300	18,100	16,200	15,800
Gd	1,570	5,420	2,340	2,460	1,440	1,530
Ge	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000
Hf	0,800	6,600	0,800	1,300	1,000	0,800
Ho	0,400	1,180	0,580	0,690	0,350	0,400
La	3,100	21,600	7,900	3,400	3,700	3,800
Lu	0,200	0,600	0,310	0,270	0,210	0,220
Nb	1,600	10,000	3,000	2,100	1,700	1,500
Nd	3,700	22,700	7,200	6,800	4,300	4,400
Pr	0,750	5,360	1,710	1,250	0,930	0,980
Rb	23,500	56,200	2,800	5,100	41,800	42,800
Sm	1,350	4,860	1,970	1,880	1,100	1,160
Sn	1,000	2,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Sr	142,500	107,000	210,000	121,000	226,000	229,000
Ta	0,200	0,800	0,300	0,300	0,300	0,300
Tb	0,270	0,870	0,440	0,410	0,260	0,260
Th	0,720	3,590	1,140	0,380	0,270	0,340

Tableau F.5 – (suite)

Ensemble lithologique	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave
Echantillon	027BG01	045AG01	055AG01	063AG01	136AG01 / #1	136AG01 / DUPLICATA
Tm	0,190	0,560	0,240	0,270	0,170	0,180
U	0,350	0,770	0,830	0,100	0,100	0,120
V	218,000	96,000	693,000	298,000	209,000	207,000
W	-1,000	1,000	-1,000	-1,000	1,000	1,000
Y	11,300	33,000	15,000	18,200	10,200	10,500
Yb	1,230	3,450	1,700	1,860	1,270	1,200
Zr	28,000	277,000	25,000	47,000	35,000	24,000
Ag	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Cd	0,600	-0,500	0,800	0,600	0,500	-0,500
Co	36,000	15,000	53,000	58,000	35,000	33,000
Cu	51,000	73,000	64,000	148,000	83,000	40,000
Li	20,000	30,000	30,000	30,000	100,000	90,000
Mo	-1,000	2,000	1,000	1,000	6,000	-1,000
Ni	97,000	21,000	26,000	117,000	149,000	138,000
Pb	-2,000	5,000	-2,000	-2,000	-2,000	-2,000
Sc	35,000	14,000	36,000	41,000	23,000	21,000
Zn	66,000	94,000	128,000	112,000	75,000	68,000
As	1,000	0,200	1,100	0,100	-0,100	-0,100
Bi	0,030	0,020	0,030	0,010	0,120	0,070
Hg	0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005
In	0,005	0,010	0,012	0,010	0,021	0,023
Re	-0,001	-0,001	-0,001	0,001	0,002	-0,001
Sb	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050
Se	-0,200	0,200	-0,200	0,400	-0,200	0,200
Te	0,010	0,010	-0,010	0,030	0,020	0,010
Tl	-0,020	0,220	-0,020	-0,020	0,020	0,020
C (%)	0,040	0,030	0,050	0,030	1,890	1,870
S (%)	-0,010	0,010	0,050	0,060	-0,010	-0,010
Cl	230,000	100,000	210,000	180,000	-50,000	-50,000
F	210,000	440,000	390,000	240,000	670,000	660,000
S.G.	3,090	2,890	3,110	3,070	2,730	2,720

Tableau F.6 – Signature géochimique des dykes felsiques tardifs, du dyke d'aplite et du Pluton d'Anville

Les oxydes sont donnés en wt % et éléments en ppm

Ensemble lithologique	Dyke felsique	Dyke felsique	Aplite	Pluton d'Anville
Echantillon	055BG02	121AG01	054GG01	019AG01
SiO₂	73,800	73,000	71,000	76,700
Al₂O₃	13,500	14,800	16,650	12,950
CaO	1,870	1,610	1,820	0,530
MgO	0,420	0,770	0,440	0,130
Na₂O	4,930	5,270	6,260	4,770
K₂O	1,110	1,130	0,920	2,500
TiO₂	0,130	0,220	0,120	0,060
MnO	0,010	0,030	0,010	0,020
P₂O₅	0,020	0,040	0,040	0,030
PAF	0,840	1,180	1,820	0,540
TOTAL	98,240	100,280	100,340	99,670
Ba	303,000	448,000	524,000	420,000
Ce	21,800	31,700	4,300	12,700
Cr	30,000	40,000	20,000	20,000
Cs	1,060	0,820	1,090	0,270
Dy	1,240	1,380	0,360	1,680
Er	0,810	0,970	0,140	1,140
Eu	0,550	0,470	0,210	0,120
Ga	14,300	17,800	16,500	15,400
Gd	1,540	1,870	0,330	0,990
Ge	-5,000	-5,000	-5,000	-5,000
Hf	3,000	4,000	2,200	2,800
Ho	0,240	0,300	0,050	0,320
La	10,600	16,400	2,700	5,400
Lu	0,180	0,170	0,010	0,240
Nb	3,200	10,700	0,800	8,700
Nd	8,900	12,000	2,300	4,700
Pr	2,450	3,360	0,640	1,240
Rb	38,400	37,400	25,700	71,400
Sm	1,780	2,220	0,410	0,970
Sn	-1,000	2,000	-1,000	3,000
Sr	104,500	134,000	616,000	43,300
Ta	0,800	1,700	0,100	1,600
Tb	0,220	0,250	0,020	0,220
Th	2,950	7,440	0,050	6,370

Tableau F.6 – (suite)

Ensemble lithologique	Dyke felsique	Dyke felsique	Aplite	Pluton d'Anville
Echantillon	055BG02	121AG01	054GG01	019AG01
Tm	0,150	0,140	0,030	0,220
U	0,970	1,940	0,180	1,700
V	38,000	30,000	-5,000	-5,000
W	-1,000	-1,000	1,000	1,000
Y	7,700	9,600	1,600	10,700
Yb	1,130	0,970	0,140	1,670
Zr	79,000	125,000	80,000	69,000
Ag	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Cd	-0,500	-0,500	-0,500	-0,500
Co	4,000	5,000	1,000	1,000
Cu	25,000	5,000	2,000	4,000
Li	10,000	10,000	20,000	10,000
Mo	1,000	1,000	1,000	1,000
Ni	3,000	7,000	2,000	1,000
Pb	-2,000	-2,000	7,000	6,000
Sc	3,000	4,000	1,000	2,000
Zn	13,000	20,000	23,000	18,000
As	1,100	0,100	-0,100	-0,100
Bi	0,030	0,020	0,010	0,170
Hg	-0,005	-0,005	-0,005	-0,005
In	-0,005	-0,005	-0,005	0,007
Re	-0,001	-0,001	-0,001	-0,001
Sb	-0,050	-0,050	-0,050	-0,050
Se	0,200	-0,200	0,200	-0,200
Te	0,010	0,010	-0,010	0,070
Tl	0,020	-0,020	-0,020	0,020
C (%)	0,010	-0,010	0,270	0,020
S (%)	0,090	-0,010	0,010	-0,010
Cl	230,000	280,000	90,000	90,000
F	230,000	230,000	280,000	290,000
S.G.	2,610	2,700	2,810	2,560

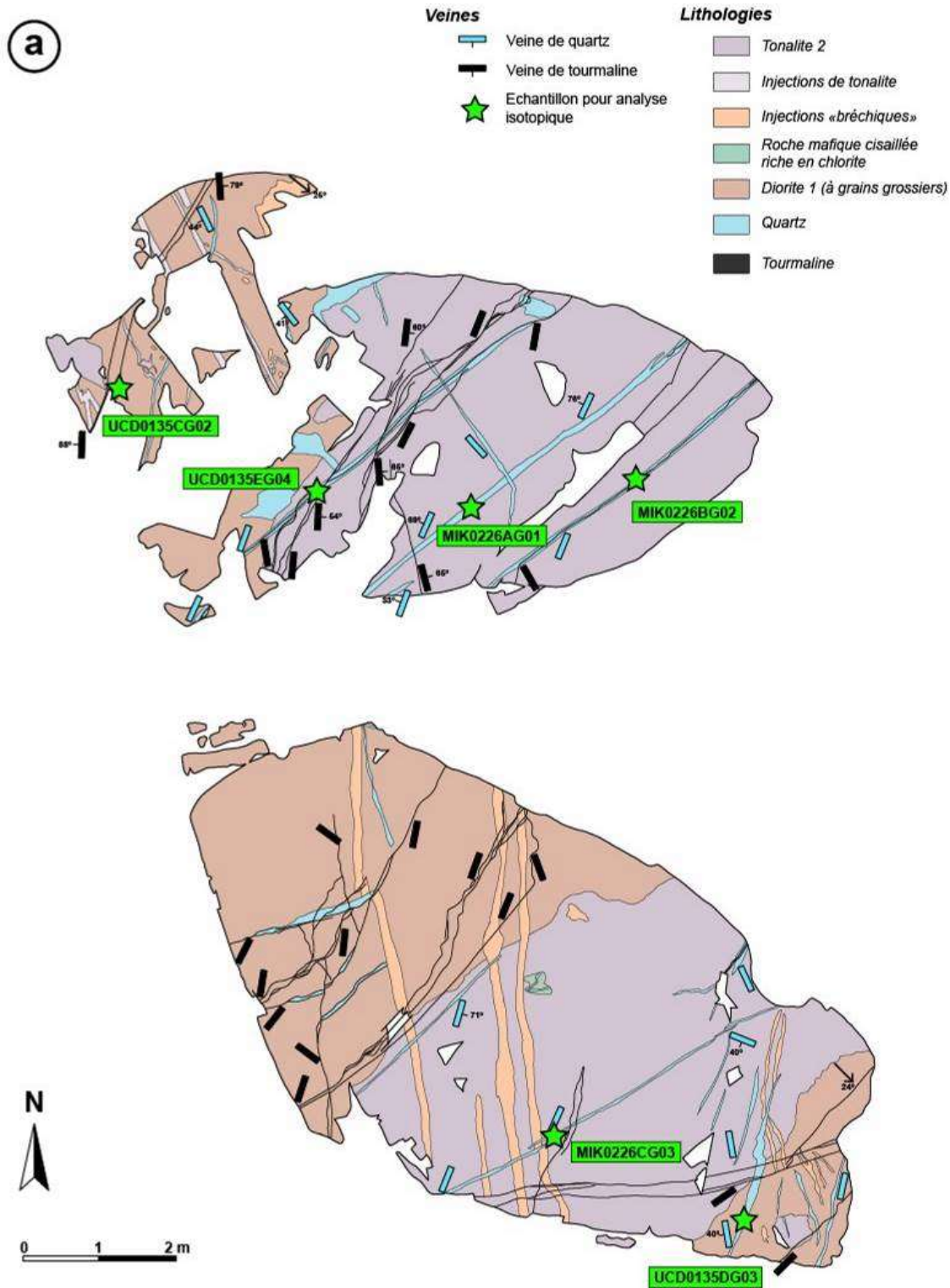
ANNEXE G

Liste et localisation des échantillons prélevés pour effectuer des analyses isotopiques

Dix-neuf échantillons de veines de quartz et de quartz-tourmaline ont été prélevés dans les cinq familles de veines, sur les décapages 3a (Figure G.1), 4 (Figure G.2) et 5 (Figure G.3) de l'indice Moly-Desgagné, afin de déterminer la signature isotopique de l'oxygène. Le Tableau G.1 présente les échantillons prélevés dans chaque type de veine. Les échantillons ont été envoyés au Laboratoire de géochimie isotopique de l'Université Laval (Québec). Les résultats n'étaient pas disponibles lors de la rédaction.

Tableau G.1 – Synthèse des échantillons prélevés pour les analyses isotopiques de l'oxygène

Echantillon	Direction de la veine	Chronologie
MECH18UCD0136CG02	N130	1
MECH18UCD0136DG03	N130	1
MECH18UCD0137FG06	N110	1
MECH18UCD0137GG07	N130	1
MECH19MIK0227AG01	N130	1
MECH19MIK0226AG01	N010	2
MECH19MIK0226CG03	N020	2
MECH19MIK0227BG02	N040	2
MECH19MIK0228BG02	N030	2
MECH18UCD0137DG04	N130	3
MECH18UCD0135CG02	N180	4
MECH18UCD0135DG03	N165	5
MECH18UCD0137EG05	N190	5
MECH18UCD0135EG04	N020	2 / 4
MECH18UCD0136FG05	N030	2 / 4
MECH19MIK0226BG02	N015	2 / 4
MECH19MIK0227CG03	N030	2 / 4
MECH19MIK0227DG04	N020	2 / 4
MECH19MIK0228AG01	N020	2 / 4



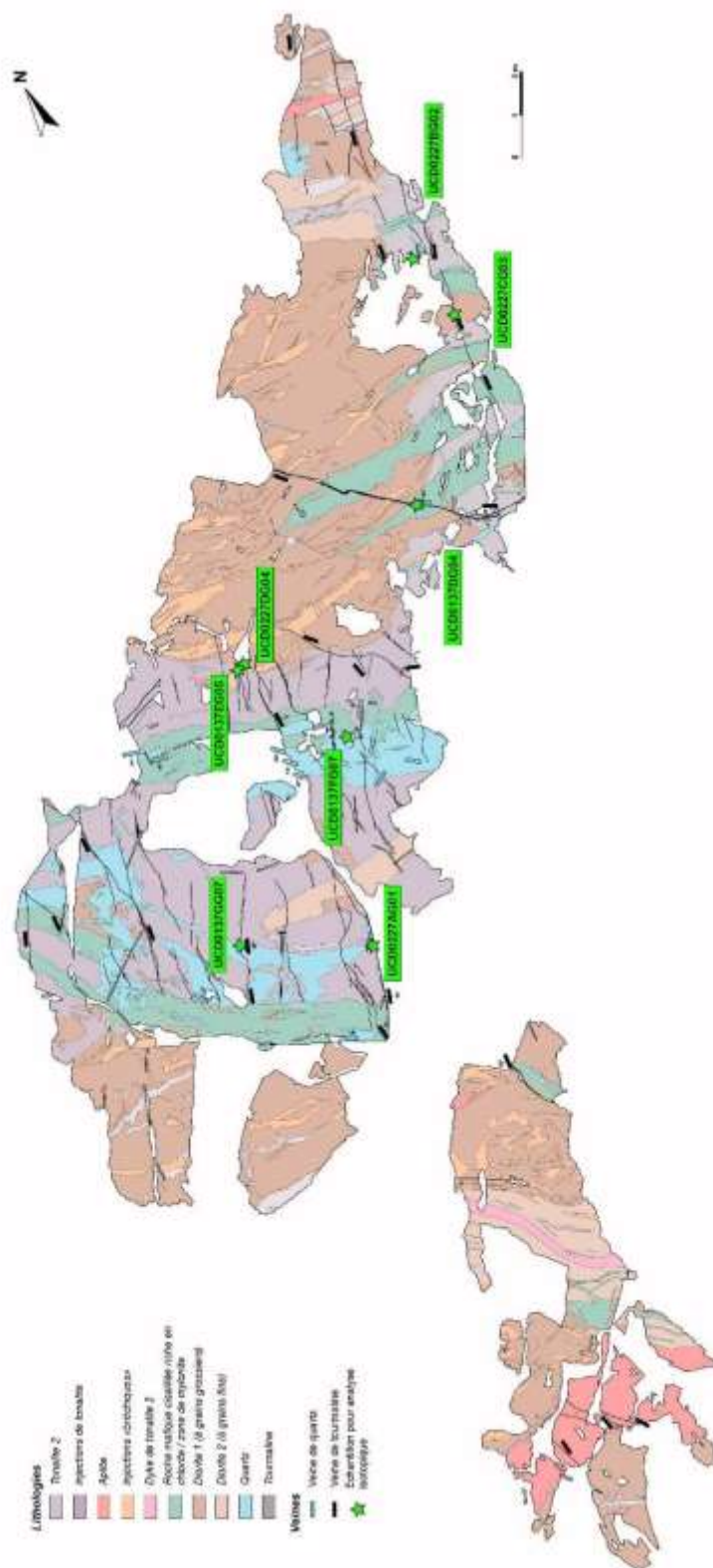


Figure G.2 – Carte de localisation des échantillons de veines prélevés sur le décapage 4 de l'indice Moly-Desgagné pour les analyses isotopiques de l'oxygène

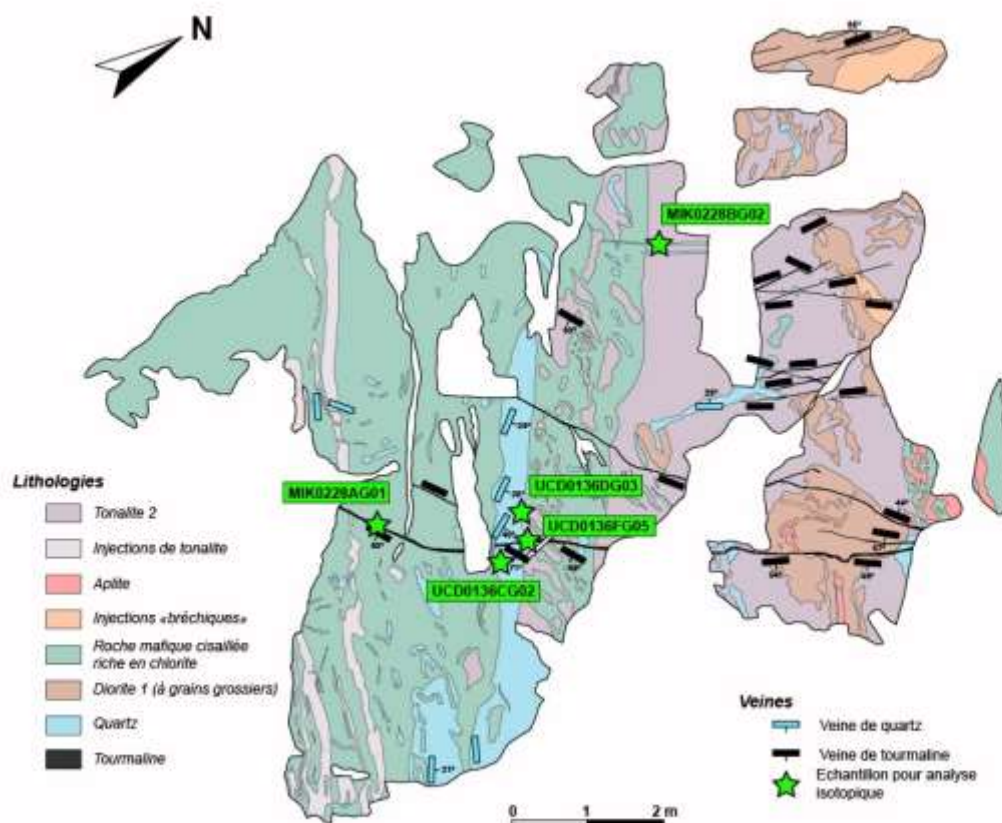


Figure G.3 – Carte de localisation des échantillons de veines prélevés sur le décapage 5 de l'indice Moly-Desgagné pour les analyses isotopiques de l'oxygène

ANNEXE H

Géochronologie

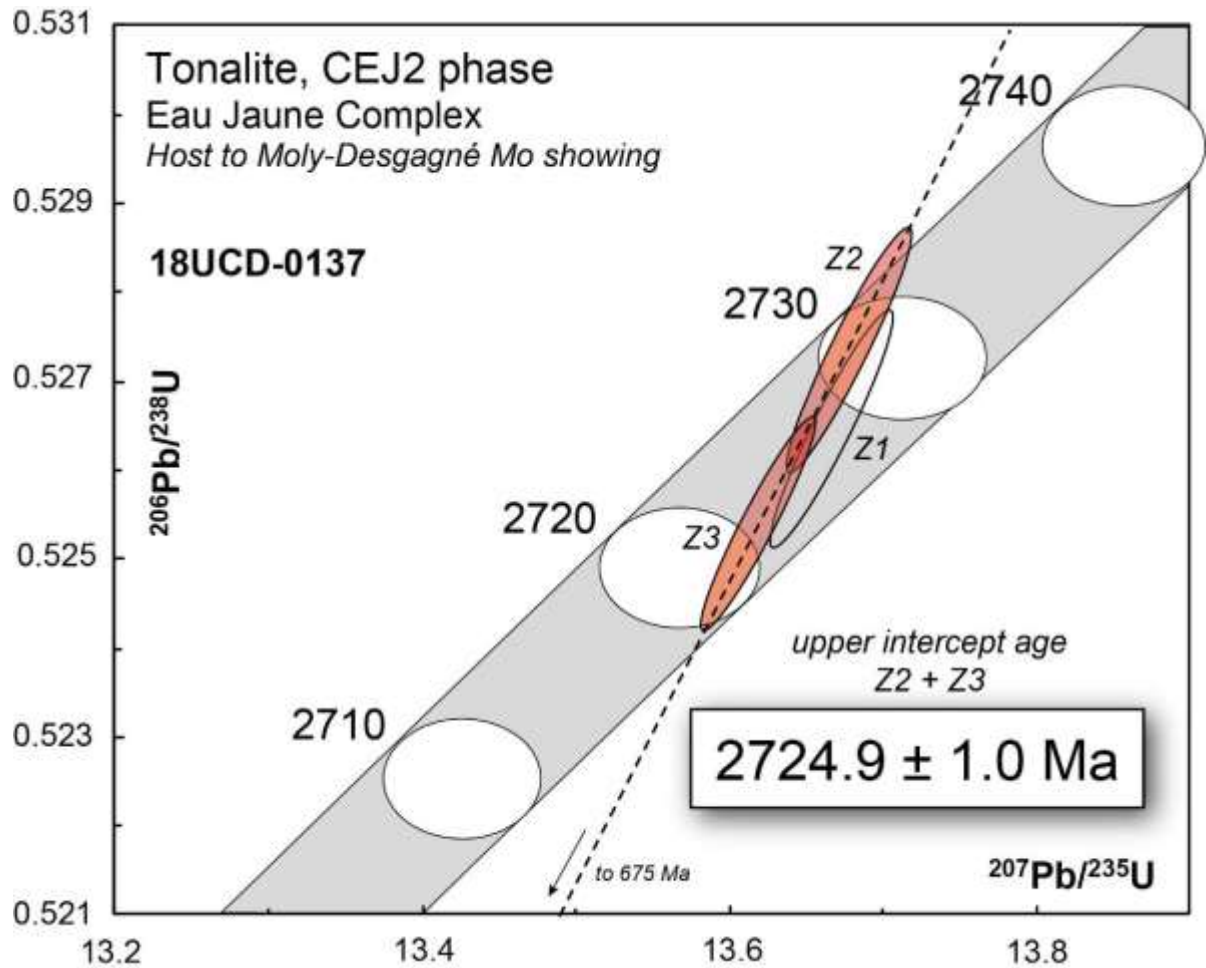


Figure H.1 – Diagramme Concordia pour les zircons de la tonalite 2 (échantillon UCD0137JG10). Produit par M. Hamilton (non publié), professeur à l'Université de Toronto, Jack Satterly Geochronology Laboratory, Royal Ontario Museum.

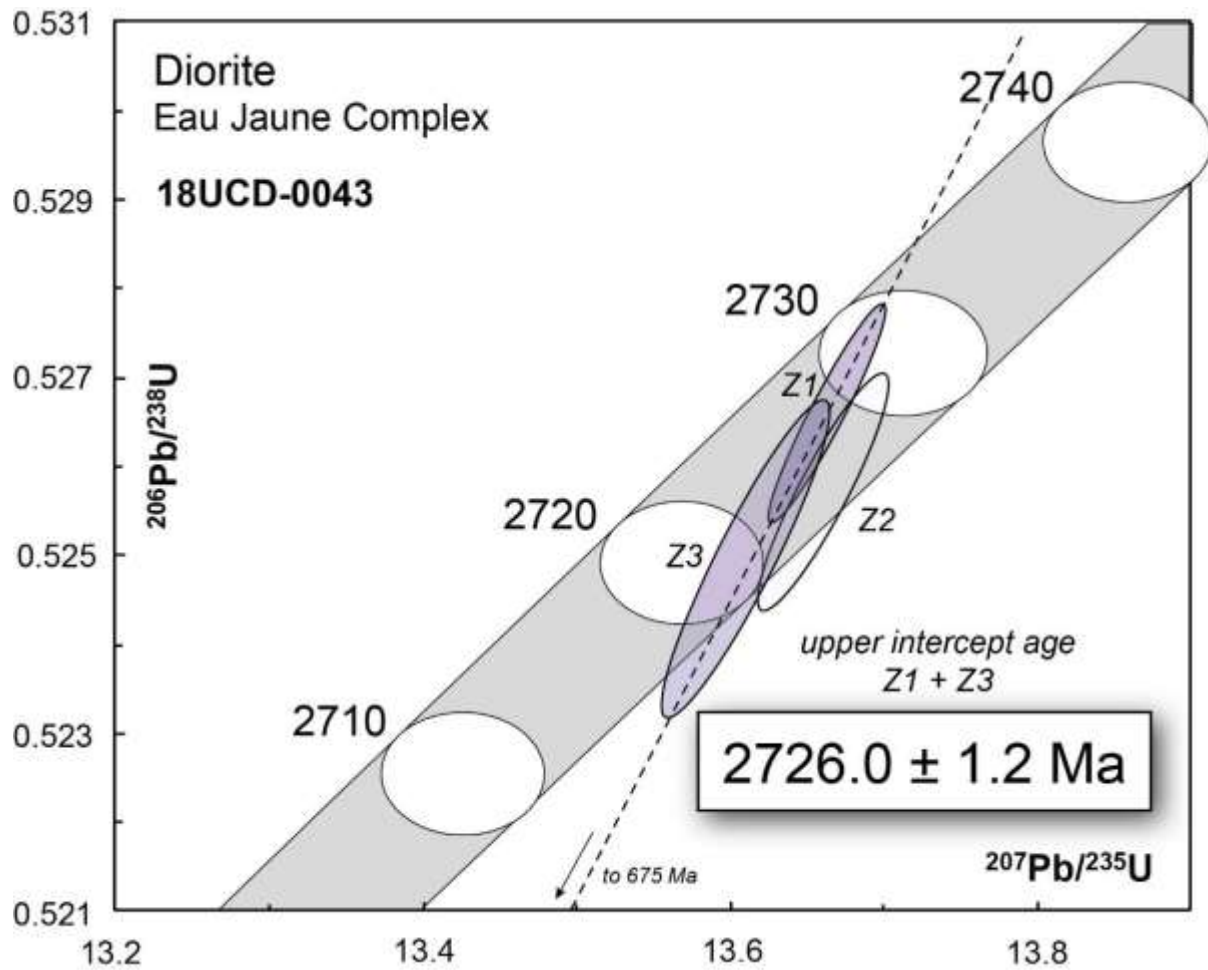


Figure H.2 – Diagramme Concordia pour les zircons de la phase centrale 1 (échantillon UCD0042AG02). Produit par M. Hamilton (non publié), professeur à l'Université de Toronto, Jack Satterly Geochronology Laboratory, Royal Ontario Museum.

ANNEXE I

Matériel supplémentaire

Le fichier Excel « **KIEFFER_Memoire_CEJ_donnees** » joint contient les résultats des analyses et des mesures réalisées dans le cadre de cette maîtrise.

- L'onglet **Coordonnees+Echantillons** regroupe les coordonnées de l'ensemble des stations visitées dans le CEJ et l'est du Massif de Lapparent durant les campagnes de terrain des étés 2018 et 2019. Les échantillons utilisés (lithogéochimie et/ou lames minces) y sont également référencés ;
- L'onglet **Mesures** contient une compilation des mesures réalisées (lorsque possible) sur les affleurements listés dans l'onglet précédent ;
- L'onglet **Roche-totale** contient les résultats bruts des analyses lithogéochimiques réalisées par le laboratoire ALS Chemex qui ont été utilisées pour cette étude ; les 3 colonnes pour lesquelles le texte est en rouge correspondent aux estimations de FeO et Fe₂O₃ à partir du Fe₂O_{3T} analysé, à l'aide du ratio estimé d'après Middlemost (1989) ;
- L'onglet **Microsonde** regroupe les résultats bruts de l'ensemble des analyses réalisées à la microsonde (Université McGill, Montréal) sur les feldspaths, les amphiboles, les chlorites et les tourmalines de cette étude.

Le fichier PDF « **Kieffer_Marie_2019_communications** » joint contient les deux résumés accompagnant les deux posters présentés aux éditions 2018 et 2019 du Défi de la Recherche en Géosciences du Congrès Québec Mines+Energies. Il contient également les rapports de terrain rédigés au format *Metal Earth* pour les campagnes des étés 2018 et 2019.

